Télédétection, 2004, vol. 4, n° 2, p. 103–124
© 2004 CONTEMPORARY PUBLISHING INTERNATIONAL
Publié sous l'enseigne *Éditions scientifiques GB*

VARIABILITÉ OCÉANIQUE PAR ALTIMÉTRIE SATELLITAIRE

SABINE ARNAULT
Laboratoire d'océanographie dynamique et de climatologie (LODYC)
Institut de recherche pour le développement (IRD)
Unité mixte de recherche 7617 - CNRS, IRD, Université Pierre et Marie Curie,
Musée national d'histoire naturelle
Université Pierre et Marie Curie, Tour 45, 5e étage, case 100
4, place Jussieu. 75252 Paris – Cedex 05. France

(soumis : 4 juillet 2003 ; révisé : 11 août 2003 ; accepté 7 février 2004)

La dernière décennie a été l'occasion d'une révolution dans la recherche océanographique avec l'arrivée de capteurs satellisables dédiés à l'observation des océans, comme les altimètres. L'observation altimétrique a des applications multiples qui touchent aussi bien l'océanographie que la glaciologie, la géophysique, la géodésie ou la topographie terrestre. Le radar altimétrique a pour avantage principal une relative souplesse d'utilisation qui lui permet en particulier de faire des mesures par tous les temps. De plus, l'intérêt de l'altimétrie par rapport aux autres produits satellitaires, qui sont généralement restreints à des mesures de surface de l'océan, est qu'elle peut donner également une information sur la structure de toute la colonne d'eau sous-jacente ainsi que sur la circulation océanique. Nous retraçons les débuts historiques de l'utilisation de ce nouvel outil. Les étapes du traitement de la mesure satellitaire avant de parvenir à la quantité géophysique véritablement exploitable pour l'océanographie dynamique sont présentées. Enfin, nous montrons, avec quelques exemples, les avantages apportés par les missions altimétries pour la compréhension de la variabilité océanique, aussi pour les phénomènes à grande échelle comme le phénomène El Niño, qu'aux moyennes échelles spatio-temporelles.

Mots-clefs : variabilité océanique ; altimétrie satellitaire ; radar ; océanographie dynamique.

OCEAN VARIABILITY FROM SATELLITE ALTIMETRY

During the last decades, satellite observations such as altimetric missions have shown to be a powerful tool to undertsand the ocean variability. Altimetric missions can be used in various domains such as oceanography, glaciology, geophysics, geodesy or Earth topography determination. Compared with other satellite sensors, altimetric radar can be used even during rain conditions. Furthurmore, it is not restricted to the purely oceanic surface but can also gives information on the whole water column and on the oceanic circulation.. Starting from the beginning of earlier altimetric missions, we investigate here how the raw satellite data must be processed before giving some information on the ocean dynamics. Several examples are given to enlighten how altimetric missions have changed our knowledge of the ocean variability, either regarding large-scale and climate processes such as El Niño phenomenon, or meso-scale activity.

Keywords : ocean variability ; altimetric missions ; altimetric radar , ocean dynamic.

1. INTRODUCTION

Depuis toujours, le bateau a été l'outil de base de tous ceux qui désirent étudier l'océan. Tous les grands navigateurs avaient déjà remarqué la similitude existant entre courants marins et régimes de vent de surface, et la « route des alizés » a facilité bon nombre de traversées transatlantiques bien avant que Nansen et Ekman n'élaborent leurs théories à la fin du XIXe siècle.

À cette époque, avec l'avènement des techniques instrumentales, il devenait primordial, dès lors qu'on savait mesurer la température de l'océan et son contenu en sel par exemple, de comprendre les variations de ces quantités et leur relation avec les grands courants marins. En 1853, une conférence à Bruxelles jeta les bases d'une coopération mondiale en imposant un système uniforme d'enregistrements des observations de vent et de courants par tous les navires en mer. Une première idée des caractéristiques océaniques voyait alors le jour sous forme de compilation des informations recueillies sur de longues périodes (Maury, 1855 ; Hearn, 2003). Les fameuses *pilot-charts*, cartes de dérives des bateaux, donnaient ainsi une vue d'ensemble de la circulation dans les océans (Whitfield, 1996).

Toutefois, les vingt dernières années ont montré que ce concept de système permanent et homogène devait être révisé : l'océan est hautement variable, et cette variabilité reste mal connue. Le coût, en personnes, en temps et en finances, des mesures à la mer limite leur extension. Un navire océanographique moderne, qui se déplace à une vitesse moyenne de 10 à 15 nœuds (soit 20 à 30 km/h), mettra plus d'un mois pour traverser un bassin océanique et y effectuer les mesures nécessaires. Le milieu se sera largement modifié pendant ce laps de temps. De

plus, ce parcours ne concernera qu'une parcelle infime de l'océan, d'où la difficulté de tirer des conclusions sur les caractéristiques d'une zone située à quelque distance.

Ces raisons ont poussé les océanographes à s'intéresser aux outils satellitaires, fournisseurs d'images globales et quasi-synoptiques de l'océan, et en particulier à l'altimétrie (Minster, 1994).

Il n'était pas possible de citer ici l'ensemble des travaux océanographiques touchant à l'altimétrie satellitaire, ces travaux occupant de nos jours une part importante de la presse spécialisée. Nous avons donc adopté une démarche qui, après un rappel du principe de la mesure, retrace les cheminements, les progrès, voire les remises en cause des résultats acquis par les océanographes en ce domaine, en se basant sur des exemples caractéristiques obtenus au cours des différentes missions altimétriques.

2. ALTIMÉTRIE SATELLITAIRE

L'observation de la surface océanique par l'altimétrie a des applications multiples qui touchent aussi bien l'océanographie que la glaciologie, la géophysique interne, la géodésie ou la topographie terrestre. Le radar altimétrique, qui mesure la distance entre le capteur satellitaire et la surface de la mer a, pour avantage principal, une relative souplesse d'utilisation qui lui permet en particulier de faire des mesures par tous les temps. De plus, l'intérêt de l'altimétrie par rapport aux autres produits satellitaires, qui sont généralement restreints à des mesures de surface de l'océan, est qu'elle peut donner également une information sur la structure de toute la colonne d'eau sous-jacente ainsi que sur la circulation océanique.

En effet, l'océan est un fluide géophysique dont on peut considérer que la dynamique, pour des échelles d'espace plus grandes que 30 km et des échelles de temps plus grandes que le jour, est presque partout en équilibre géostrophique et hydrostatique. Cela signifie, d'abord que les forces de Coriolis équilibrent les gradients de pression. L'eau tend alors à tourner autour des sommets du relief dynamique, relativement à un niveau de référence géopotentiel. Mis en équation, l'équilibre géostrophique s'écrit :

$$\begin{aligned} -fv &= -1/_\ _p/_x\ _ \\ fu &= -1/_\ _p/_y\ _ \\ _g &= -_p/_z\ \ \ _ \end{aligned} \qquad (1)$$

où f est le paramètre de Coriolis, g le champ de gravité local, _ la densité de l'eau, p la pression, z la profondeur, u et v les composantes zonale et méridienne de la vitesse horizontale. On déduit aisément de (1) la vitesse géostrophique en surface :

$$\begin{aligned} v_s &= g/f\ __/_x \\ u_s &= -\ g/f\ __/_y \end{aligned} \qquad (2)$$

où __ est le niveau altimétrique de la mer (Fu and Cazenave, 2001).

Si le principe de l'altimétrie est simple, la réalisation des mesures et l'exploitation des données en océanographie demeurent complexes du fait de la très grande précision demandée. On doit pouvoir mesurer des pentes océaniques à 10 % près. Sur le tableau 1, on donne quelques ordres de grandeur de ces pentes en fonction des phénomènes marins que l'on veut observer.

TABLEAU 1 Échelles caractéristiques des principaux mouvements marins. *Characteristics of the main oceanic dynamics.*

	Pentes	Périodes
Courants de bordure ouest (Gulf Stream, Kuroshio, etc.)	100 à 150 cm/100 km	Jour à plusieurs années
Courants de bordure est (courant du Benguela, etc.)	30 cm/100 km	Jour à plusieurs années
Gyres	50 cm/3 000 km	Années
Tourbillons	25 cm/100 km	Mois à trimestre
Anneaux	100 cm/100 km	Semaine à plusieurs années
Circulation équatoriale	30 cm/5 000 km	Mois à plusieurs années

D'après Arnault (2002)

La précision requise pour l'altimétrie équivaut à celle d'une horloge dérivant de moins d'une seconde à tous les 3 ou 4 ans, ou encore à pouvoir localiser au sol une toute petite pièce de monnaie à partir d'un avion à 15 000 m d'altitude ! Cela implique des contraintes sévères sur les instruments de mesure, le calcul d'orbite et la connaissance approfondie du champ de gravité.

Tel qu'on le rappelle sur le tableau 2, les premières missions d'altimétrie satellitaire datent du début des années 1970. Mais ces précurseurs n'étaient ni assez précis, ni d'une durée de vie suffisamment longue pour être utilisés de façon profitable en océanographie.

TABLEAU 2 Rappel des caractéristiques des différentes missions d'altimétrie satellitaire depuis 1970. *Characteristics of satellite altimetric missions launched since 1970.*

	SKYLAB	GEOS-3	Seasat	GEOSAT	ERS	TOPEX POSÉÏDON
Durée	1973	04/1975-1978 3 ans ½	06-10/1978 3 mois	1985-1989 4 ans ½	Depuis 07/1991	Depuis 10/1992
Altitude	435 km	843 km	830 km	830 km	785 km	1 300 km
Couverture		66° N-66° S	72° N-72° S	72° N-72° S	81°30' N 81°30' S	66° N-66° S
Répétitivité		Non	3 jours à partir de sept. 1978	17 jours à partir de nov. 1986	3, 35 et 176 jours	10 jours
Intertrace à l'équateur		Centaine de km	930 km	150 km	930, 80 et 15 km	316 km
Précision	> 1 m	50-60 cm	7-10 cm	5 cm	4-5 cm	2-3 cm
Précision de l'orbite		1-2 m	1-2 m	20-30 cm	15 cm	4 cm
Radiomètre à bord		Non	Oui mais non continu	Non	Oui	Oui

Si quelques résultats préliminaires étaient obtenus avec Geos-3 et Seasat, il faut en fait attendre le milieu des années 1980 et GEOSAT pour véritablement entrer dans la pleine exploitation de l'altimétrie satellitaire en océanographie.

Cette exploitation a vu son essor se développer considérablement avec le lancement de la mission franco-américaine TOPEX/POSÉÏDON, en 1992, mission que nous prendrons souvent comme exemple par la suite.

Son énorme atout réside dans la qualité de ses mesures dédiées à l'observation de la circulation océanique.

2.1. Principe de la mesure altimétrique

La mesure altimétrique de la topographie dynamique océanique consiste en trois éléments (figure 1) :

– la position H du satellite sur son orbite (par rapport au centre de masse de la Terre ou à un ellipsoïde de référence lui-même rapporté au centre de masse de la terre) ;

– la mesure de distance h entre le capteur satellitaire et la surface de la mer ;

– et la hauteur G du géoïde par rapport à un ellipsoïde de référence.

La différence h-H donnera la hauteur d'eau par rapport à l'ellipsoïde de référence et h-H-G fournira la topographie dynamique absolue _.

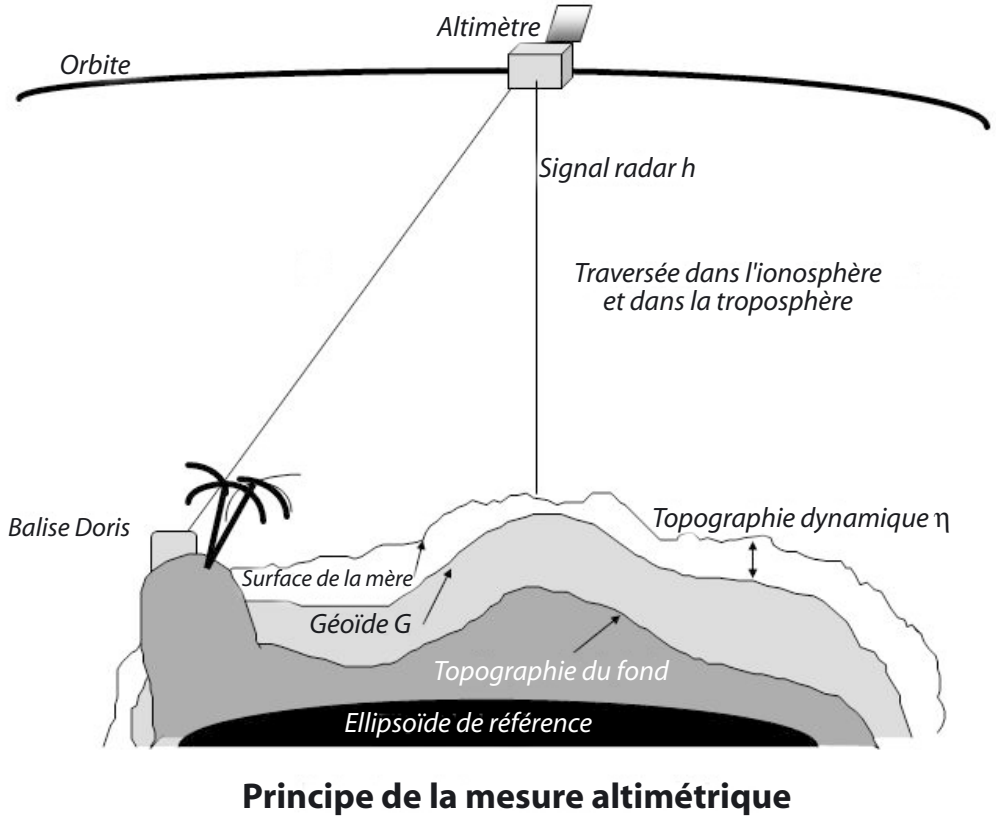


FIGURE 1 Principe de la mesure en altimétrie satellitaire. *Sea level measurement from satellite altimetry.*

2.1.1. Calcul d'orbite

Un point fondamental de l'utilisation en océanographie de l'altimétrie satellitaire consiste donc en l'obtention d'une orbite fiable pour connaître la position exacte du satellite. La possibilité de déterminer la composante radiale de cette orbite (dont l'effet est le plus important) avec la précision nécessaire pour exploiter au centimètre près l'information radar, repose sur l'exactitude de la trajectoire du satellite déterminée par un modèle dynamique décrivant les forces s'exerçant sur le satellite et sur la précision de la poursuite de l'instrument.

Le calcul de l'orbite a été la plus importante source d'erreur des missions altimétriques passées (1,5 m pour Seasat, 30 cm pour GEOSAT). L'erreur d'orbite, qui présente un pic spectral par révolution (Francis et Bergé, 1993), est particulièrement critique pour l'étude de la circulation océanique grande échelle, but de la mission de TOPEX/POSÉÏDON. C'est pourquoi, dès la définition du projet de cette mission, le défi était posé de l'obtention d'une orbite avec une précision inférieure à 10 cm. Défi relevé puisque la précision actuelle de l'orbite de TOPEX/POSÉÏDON est tombée à moins de 3/4 cm (Tapley *et al.*, 1994 ; Nouël *et al.*, 1994).

La procédure de base pour le calcul de l'orbite repose sur un modèle initial de trajectoire du satellite, qui doit être ensuite corrigé par des observations indépendantes. Au-delà des améliorations réalisées au cours de la mission de TOPEX/POSÉÏDON, le futur de la détermination d'orbite précise est optimiste avec les systèmes DORIS et GPS embarqués sur JASON, le successeur nouvellement lancé en décembre 2001 de TOPEX/POSÉÏDON, et sur ENVISAT, lancé au printemps 2002. Des missions gravimétriques comme GRACE vont également permettre d'améliorer ce point. Le défi maintenant repose sur l'obtention d'une orbite fiable y compris dans un court délai temporel afin de servir dans le cadre des modèles de prévision océanographique comme le projet français MERCATOR ou celui nord-américain du National Center for Environmental Prediction (Cheney *et al.*, 1997 ; Ji *et al.*, 2000).

2.1.2. Distance satellite/surface de l'océan et ses corrections

Parallèlement au calcul de l'orbite, chaque mission altimétrique a ses propres caractéristiques de fonctionnement. Pendant son trajet, le radar envoie des impulsions rectangulaires à une fréquence donnée. L'impulsion de retour est reçue dans une fenêtre d'écoute prépositionnée par une boucle de poursuite. Comme chaque impulsion de retour est trop bruitée, on n'analyse généralement que la moyenne de plusieurs impulsions, de façon à déterminer la position en temps au milieu du front de montée (qui mesure la distance à la surface de la mer), sa largeur (qui mesure la hauteur significative des vagues) et l'intensité du signal (qui donne le module du vent). Dans le cas de TOPEX/POSÉÏDON, l'erreur de mesure de la distance h elle-même est inférieure à 2 cm (Fu *et al.*, 1994). Ces mesures sont réparties le long des traces du satellite qui, en fonction du sens de parcours, seront dites ascendantes ou descendantes. Un satellite répétitif parcourra la même trace à chaque cycle de sa répétitivité. Plus la répétitivité du satellite est fréquente, moins il a de temps pour faire le tour de la Terre et plus ses traces sont éloignées les unes des autres. Il est donc important de choisir les caractéristiques de la mission altimétrique en fonction de sa thématique de recherche. Une mission conçue pour l'obtention du géoïde marin devra disposer d'un écart temporel important pour une résolution au sol très fine (plus de 100 jours, moins de 30 km). Inversement, une mission dédiée à la circulation océanique devra trouver un compromis entre les échelles spatiale et temporelle (généralement entre 10 et 30 jours contre 300 à 100 km).

La distance h doit aussi être corrigée des erreurs liées à la propagation du signal dans les parties basses de l'atmosphère (ionosphère et troposphère) et à l'état de la mer.

A) Correction ionosphérique

L'ionosphère retarde le signal proportionnelle-ment à son contenu intégré en électrons. Les corrections ionosphériques, en période de maxi-mum solaire, sont de l'ordre de 20 cm. Pour les capteurs de Seasat, GEOSAT et ERS, cette correction était estimée à partir de modèles semi-empiriques de l'ionosphère représentant les variations géographiques et diurnes du contenu en électrons. Les erreurs les plus grandes (jusqu'à 10 cm) se trouvaient près de l'équateur magnétique et des zones aurorales. L'altimètre bi-fréquence de TOPEX/POSÉÏDON permet d'améliorer la précision de cette correction à moins 2 cm (Imel, 1994).

B) Corrections troposphériques sèches et humides

La troposphère retarde également le signal. La correction de troposphère sèche liée à la présence des gaz atmosphériques est, en ordre de grandeur, une des principales corrections à apporter aux mesures altimétriques. Elle est proportionnelle à la pression atmosphérique, au taux de 0,227 cm/mbar de pression atmosphérique, et peut être évaluée de façon assez fiable à l'aide des modèles météorologiques. Par exemple, 3 mbar de précision sur la pression entraîne 0,7 cm d'erreur de correction. En effet, on peut admettre qu'actuellement les modèles des centres de prévsion du climat fournissent la pression atmosphérique avec une précision de l'ordre de 2 à 3 mbar dans les zones équatoriales et tropicales, 4 mbar au nord de 40° N et 4 à 7 mbar au sud de 40° S (Trenberth and Olson, 1988a,b).

La correction de vapeur d'eau, ou troposphère humide, est liée à la présence d'eau sous forme liquide ou sous forme de vapeur dans l'atmosphère. Elle est obtenue soit à l'aide de modèles météorologiques, soit à l'aide de mesures par radiométrie micro-onde, qui est le moyen d'obtention le plus sûr actuellement. Cette correction peut atteindre 40 à 50 cm dans les régions tropicales, avec des différences de plus de 15 cm en fonction du type de corrections choisies (Emery *et al.*, 1990). L'utilisation de mesures provenant d'un radiomètre embarqué sur la même plate-forme que l'altimètre procure donc un avantage considérable pour cette correction dont la précision peut alors, comme c'est le cas pour TOPEX/POSÉÏDON, descendre à 1 cm (Ruf *et al.*, 1994).

C) Biais électromagnétique

Le biais électromagnétique est lié à l'état de la mer. La forme de la surface de la mer n'est ni plate ni parfaitement régulière ou sinusoïdale si bien que l'écho du radar est dominé par celui du creux des vagues au détriment de celui des crêtes. La hauteur mesurée est plus basse que la hauteur réelle. Le biais électromagnétique dépend d'abord de l'état de la mer ($H_{1/3}$) avec des coefficients de proportion variant de 1 à 4 %. Pour une valeur moyenne du $H_{1/3}$ de 2 m, cette correction se situe donc entre 2 et 8 cm. Mais il est très difficile d'évaluer précisément cet effet dont l'incertitude (autour de 2 cm) est une des plus importantes dans le bilan d'erreur de TOPEX/POSÉÏDON. De nouvelles formulations de la correction, plus élaborées qu'un simple pourcentage du $H_{1/3}$, prenant en compte les effets du vent, ont récemment été étudiées et retenues (Callahan, 1994 ; Gaspar *et al.*, 1994).

À ces corrections du signal radar doit s'ajouter le retrait de phénomènes océaniques eux aussi sources de variabilité du niveau de la mer, mais qui ne s'attachent pas directement à la circulation océanique proprement dite.

D) Corrections de marées

Plus de 75 % du signal de variabilité du niveau de la mer provient des marées océaniques. La correction du signal de marées (océaniques et solides) est issue de modèles numériques. Pendant plus de 10 ans, le modèle de référence a été celui de Schwiderski (1980). L'attitude générale était de penser que les erreurs liées à cette correction étaient de peu d'importance ou bien que leurs composantes s'annulaient lors des moyennes effectuées sur le signal altimétrique.

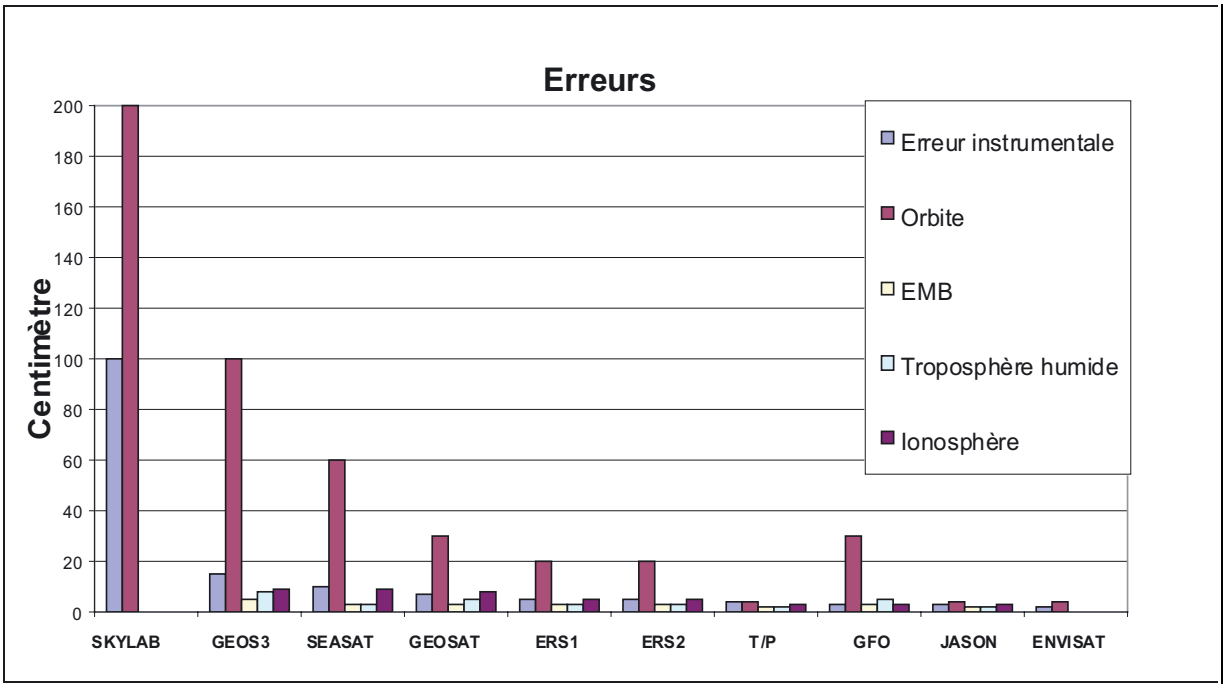
Un bilan d'erreur de loin supérieur à celui des autres missions, en particulier pour l'orbite, a conduit la communauté TOPEX/POSÉÏDON à remettre en question cet *a priori*. L'effet stroboscopique entre la répétitivité du satellite et la période des principales composantes des marées les a fait apparaître comme autant de mouvements de basse fréquence. Ainsi, la composante lunaire semi-diurne M2 se signale autour de deux mois dans les données de TOPEX/POSÉÏDON. De nouveaux modèles ont été élaborés (Schrama et Ray, 1994 ; LeProvost *et al.*, 1994). On estime actuellement l'incertitude sur la correction de marée océanique à moins de 2 cm pour le plein océan, ce qui ne veut pas dire que localement, sur les talus continentaux par exemple, l'erreur ne dépasse pas les 10 cm (Arnault and LeProvost, 1997).

E) Corrections barométriques

Après les marées, la principale source de variation du niveau de la mer est la réponse de l'océan à la pression atmosphérique. C'est l'effet du baromètre inverse. Au premier ordre, une variation de 1 mbar se traduira par 1 cm sur la hauteur. Les modèles de circulation atmosphérique fournissent les champs de pression d'où se déduit cette correction.

Tel qu'on l'a rappelé précédemment, les erreurs actuelles sur ces champs de pression vont de 3 à 7 mbar, ce qui conduit à une erreur non négligeable dans le bilan des missions altimétriques actuelles.

Sur la figure 2, on relève l'évolution de ces différentes sources d'erreurs au cours des dernières missions altimétriques.

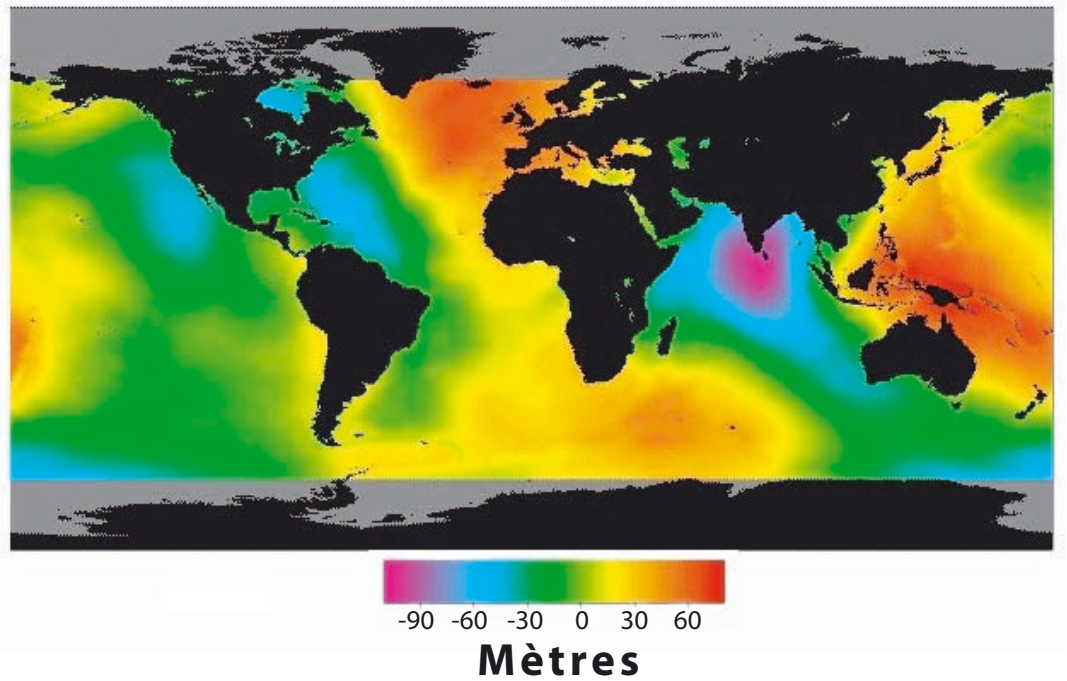


Tiré de Arnault (2002)

FIGURE 2 Évolution des principales erreurs sur la mesure altimétrique au cours des dernières missions satellitaires (1970-2002). *Synthetic diagram of the altimetric main errors evolution between 1970 and 2002.*

2.1.3. Géoïde

L'obtention d'un géoïde indépendant de l'altimétrie est également nécessaire pour l'estimation de la topographie dynamique absolue (figure 1). Le géoïde représente la surface de l'océan au repos, sous l'unique effet de la gravité. Sa hauteur, qui varie de –90 m au sud de l'Inde à +60 m en Indonésie par exemple (figure 3), est donc caractérisée par des amplitudes considérables et des longueurs d'onde de 100 à 10 000 km. Ce signal (150 m) domine le signal altimétrique et il faut le soustraire avant d'atteindre le signal océanique absolu provenant des courants (2 m), des tourbillons (0,25 m), et de la température des eaux de surface (0,35 m).

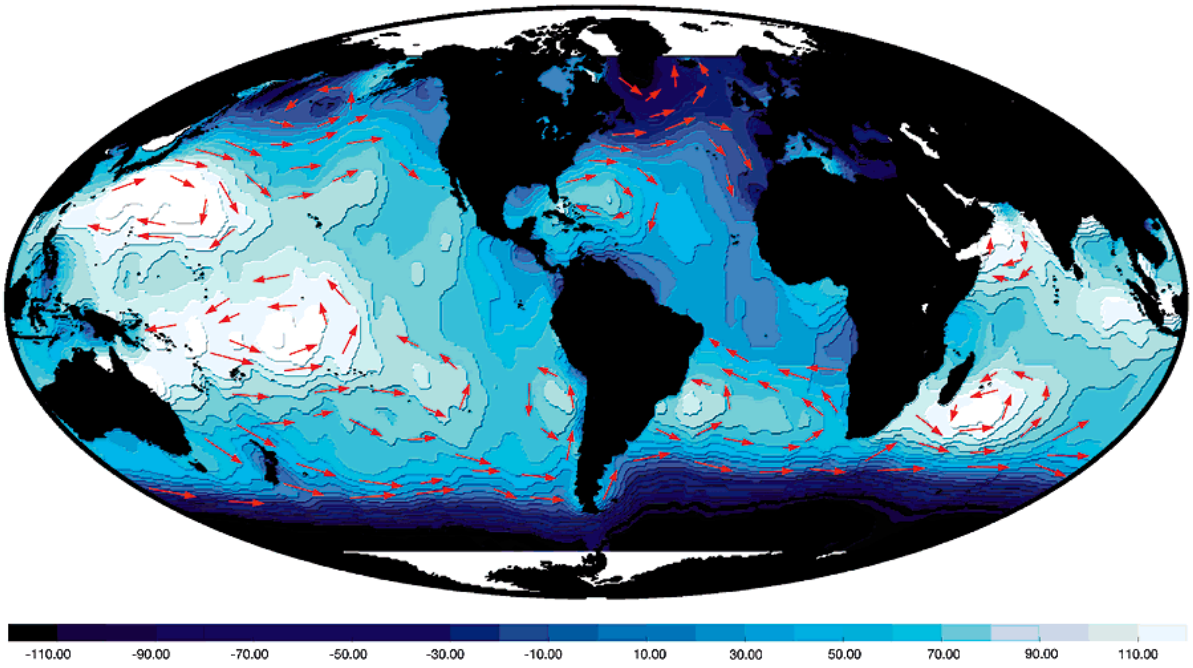


Document du Jet Propulsion Laboratory, National Aeronautics and Space Administration, California Institute of Technology, USA (1994).

FIGURE 3 Géoïde mondial de la surface des océans. *World ocean geoid.*

Sur la figure 4, on donne un exemple de la topographie dynamique de l'océan ainsi obtenue après soustraction d'un géoïde. Elle met en évidence une succession de creux et de crêtes dynamiques de très grande échelle oscillant avec une amplitude de l'ordre de 2 m. Les crêtes les plus importantes se trouvent sur la bordure ouest des océans, notamment dans le Pacifique et l'océan Indien, l'océan Atlantique étant globalement moins élevé par effet halin. Les courants géostrophiques s'enroulent autour de ces reliefs, formant les grandes gyres de circulation océanique dans les hémisphères Nord et Sud. Les grands courants, tels le Gulf Stream, le Kuroshio et le Circumpolaire Antarctique, sont clairement identifiables sur cette figure.

Les géoïdes actuels n'ont pas la précision requise pour atteindre la circulation océanique absolue que pour les grandes longueurs d'onde. Une mission gravimétrique spécialisée comme GRACE (Gravity *Recovery and Climate Experiment*), qui vient d'être lancée, ou GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*), à venir, pourrait permettre d'obtenir un géoïde d'une précision de l'ordre de 10 cm pour toutes les longueurs d'onde supérieures à 200 km. Un espoir réside également dans le fait que les données altimétriques elles-mêmes, et en particulier les données d'orbitographie, peuvent être utilisées pour l'amélioration des champs de potentiels. Cela concerne toutes les longueurs d'onde supérieures à 800 km. Mais, à l'heure actuelle, la parade à ce problème réside plutôt dans l'étude de la partie variable, et non plus absolue, du signal océanique.



Document du Groupe d'Océanographie Spatiale, CLS, Toulouse, France (1994)

FIGURE 4 Topographie dynamique absolue de l'océan obtenue par TOPEX/POSÉÏDON (centimètres). Les courants géostrophiques associés sont indiqués en rouge. Ocean dynamic topography from TOPEX/Poséïdon (in cm). *Red arrows indicate geostrophic currents.*

Trois méthodes d'extraction du signal de variabilité sont mises en œuvre. Elles s'appuient sur le fait que les échelles temporelles associées à la variabilité du géoïde sont très largement supérieures à celles des mouvements marins (de l'ordre du siècle contre celui du décennal). La différence entre deux mesures effectuées en un même lieu géographique à des instants proches reflétera donc la variabilité océanique plutôt que celle du géoïde, lequel pourra être considéré constant entre les deux instants.

Dans la première méthode (Cheney *et al.*, 1989), on considère des arcs d'orbite répétitifs et on étudie la différence entre chaque profil et le profil moyen, ou entre des paires de profils. Cette méthode, dite des « arcs répétitifs », permet l'utilisation de tous les points de mesure et une correction fiable des erreurs résiduelles d'orbite, mais souffre des effets d'échantillonnage spatio-temporels liés au choix de l'orbite.

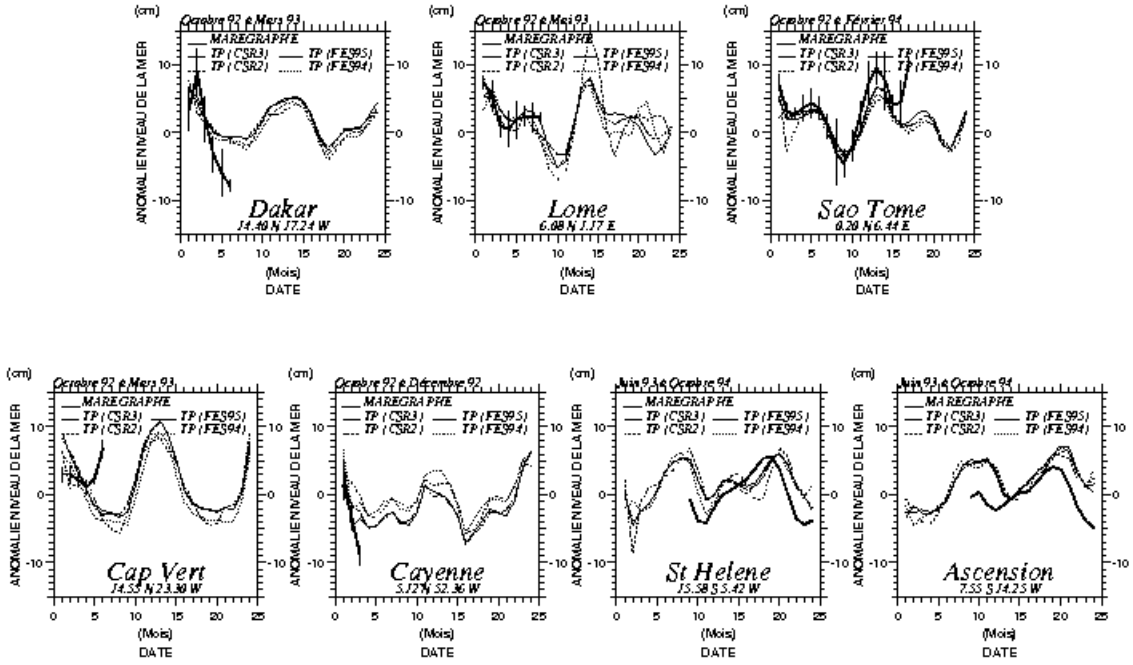
La deuxième méthode (Périgaud, 1987) s'appuie sur une analyse aux « points de croisement » des arcs d'orbite du satellite. Aux variations de la topographie dynamique près, les mesures altimétriques en ces points devraient être identiques. En général, les différences sont surtout attribuables aux erreurs d'orbite. Une minimisation de ces écarts permet d'évaluer les corrections d'orbite. Les résidus aux points de croisement sont alors interprétables en terme de variations du niveau de la mer. Dans cette méthode, on utilise moins de données que la précédente. Elle ne nécessite pas d'orbite répétitive et la répartition des points de mesures est relativement homogène.

Dans la troisième méthode (Ménard, 1983), on utilise une surface moyenne et on étudie les écarts entre chaque arc d'orbite et cette surface. Dans l'absolu, cette méthode est préférable puisqu'elle fournit un signal absolu dans le cas de la méso-échelle (signal moyen nul). Dans la pratique, il faut que la surface moyenne soit fiable et ait été constituée à partir d'un nombre suffisant de mesures, ce qui n'est malheureusement pas toujours le cas à l'échelle mondiale, même si d'immenses progrès ont été réalisés suite à la mission de TOPEX/POSÉÏDON.

L'ensemble des trois méthodes débouche sur l'obtention d'un signal de variabilité de la topographie océanique dont la validation en est

une de l'ensemble mesure altimétrique/ corrections. Elle peut être réalisée par comparaison avec des données hydrologiques, courantométriques ou marégraphiques, voire des sorties de modèles numériques océaniques (Berstein *et al*., 1982 ; Tai *et al*., 1989 ; Willebrand *et al*., 1990 ; Wyrtki and Mitchum, 1990 ; Arnault *et al*., 1992a, 1992b ; Chao *et al*., 1993).

La donnée la plus proche de l'information d'altimétrie satellitaire provient des marégraphes océaniques. Les sites de calibration des missions altimétriques en sont équipés : Lampedusa en Méditerranée (Ménard *et al*., 1994) et Harvest dans le Pacifique (Christensen *et al*., 1994) pour TOPEX/POSÉÏDON. Mais ce ne sont pas les seules études à utiliser altimétrie et marégraphie. Ainsi, en continuité des travaux de Miller *et al*. (1986) avec Seasat, Cheney *et al*. (1989) comparent 16 marégraphes avec les données GEOSAT dans le Pacifique. Ils trouvent une différence comprise entre 1,5 et 7,2 cm et des corrélations de basse fréquence entre 0,17 et 0,95. Les valeurs obtenues par Tai *et al*. (1989) sur un plus large ensemble de stations marégraphiques restent du même ordre de grandeur. Pour des comparaisons à des fréquences plus élevées, Mitchum (1994) analyse les 300 premiers jours de données de TOPEX et les données de 71 marégraphes mondiaux; il trouve ainsi des corrélations allant de 0,42 à 0,53 et des différences de 7,9 à 10,4 cm. Sur la figure 5, on donne une idée de ce type de comparaison marégraphe/altimétrie dans l'Atlantique tropical.



Tiré de Arnault et LeProvost (1997)

FIGURE 5 Comparaison des séries temporelles de différents marégraphes de l'Atlantique tropical avec les données altimétriques de TOPEX/Poséïdon. *Comparison in the tropical Atlantic ocean of tide gauges and TOPEX/Poséïdon time series.*

L'ensemble des études de ce type (Busalacchi *et al*., 1994; Picaut *et al*., 1995 ; Verstraete and Park, 1995 ; Arnault and LeProvost, 1997) reflètent généralement un accord remarquable entre le signal altimétrique et le signal marégraphique, surtout pour les variations océaniques basse fréquence, avec des différences inférieures à 3 à 4 cm et des coefficients de corrélations supérieurs à 0,75, faisant de l'altimétrie satellitaire un outil à part entière en océanographie dynamique. C'est également par ce type de comparaison que la stabilité instrumentale des satellites peut être suivie. Mitchum (1998) met ainsi en évidence une légère dérive (quelques millimètres) de l'altimètre de TOPEX suite à une erreur d'algorithme.

3. ALTIMÉTRIE ET VARIABILITÉ OCÉANIQUE

Dans la section précédente, on a vu les principes de la mesure altimétrique satellitaire, les méthodes d'extraction du signal, les corrections à y apporter et les sources d'erreur qui s'y rattachent. Ce sont ces dernières qui imposent, pour l'étude de la variabilité océanique, de faire la distinction entre variabilité de petite et moyenne échelle (ou méso-échelle), et variabilité de grande échelle, tout en gardant présent à l'esprit que la séparation des phénomènes océaniques entre grande et moyenne échelle est très subjective et dépendante de la latitude considérée : un phénomène de 300 km sera vu comme de moyenne échelle en zone tropicale et de grande échelle en région polaire.

Utilisant les données de TOPEX/POSÉÏDON, Kuragano et Kamachi (2000) trouvent que dans les régions où l'énergie de méso-échelle est importante, il est difficile de mettre en évidence une variabilité grande échelle sans filtre adapté. En revanche, dans les régions géographiques où l'énergie de méso-échelle est faible, les échelles dominantes sont généralement supérieures à 500 km. Cette variabilité grande échelle est généra-lement anisotrope avec des échelles zonales supérieures aux échelles méridiennes dans les zones tropicales et aux moyennes latitudes. On y observe également des propagations reflétant la présence d'ondes comme les ondes de Rossby. Aux hautes latitudes, la variabilité grande échelle redevient isotrope, signe de la réponse océanique localement forcée.

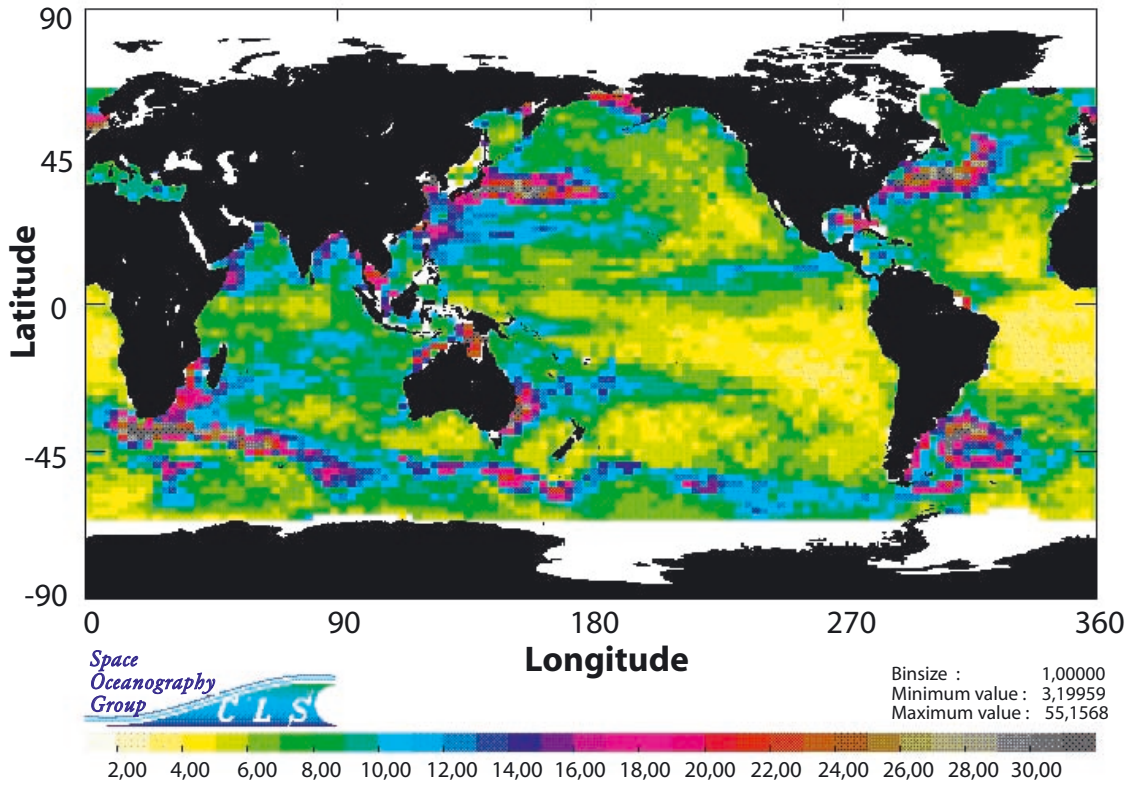
3.1. Variabilité océanique de méso-échelle

La variabilité de méso-échelle océanique est relativement facile à extraire des données altimétriques car elle se dissocie bien des longueurs d'onde associées aux plus fortes erreurs (orbite, marée, troposphère) de l'altimétrie. Ainsi, après quelques essais souvent limités à l'Atlantique Nord-Ouest, compte tenu de la précision et de la densité des mesures de Geos-3 (Douglas and Cheney, 1981; Douglas *et al*., 1983), Seasat a permis de produire la première carte de variabilité globale de la méso-échelle (voir la figure 3 de Cheney *et al*., 1983). Cette carte souffrait bien sûr de la résolution spatio-temporelle des données mais elle mettait déjà bien en évidence les zones énergétiques de l'océan : Kuroshio, Gulf Stream, courant Circumpolaire Antarctique au contraire des zones tropicales très peu énergétiques. Une carte similaire issue des données de TOPEX/POSÉÏDON (figure 6) n'apporte pas d'informations qualitatives nou-velles, mais des renseignements quantitatifs.

La différence principale provient en effet des valeurs affichées : alors que Seasat permettait de présenter une gamme de variabilité n'atteignant que la dizaine de centimètres au maximum, TOPEX/POSÉÏDON permet des valeurs doubles. Cette différence est liée principalement au fait que Seasat n'a fonctionné que 3 mois, dont seulement 24 jours en mode répétitif, et donc la variabilité échantillonnée ne l'est que relativement à cette période de 24 jours. L'altimétrie reste actuellement l'unique moyen de produire ainsi des indications sur la variabilité de méso-échelle globale (Wunsch and Stammer, 1995 ; LeTraon and Ogor, 1998, Ducet *et al*., 2000). Les vitesses géostrophiques se déduisent comme nous l'avons vu de la dérivée du niveau de la mer. Ces vitesses sont donc plus sensibles au bruit instrumental mais également plus révélatrices des signaux de méso-échelle.

Des cartes d'énergie cinétique turbulente ont ainsi été produites avec GEOSAT (Shum *et al*., 1990) ou TOPEX/POSÉÏDON et ERS-1/2 (Stammer and Wunsch, 1999 ; Ducet *et al*., 2000). Seules ou en association avec des cartes de variabilité du niveau de la mer, elles permettent des études sur les corrélations potentielles entre courants moyens, effets topographiques, instabi-lités baroclines ou barotropes et tourbillons à l'échelle de l'océan mondial. Ces tourbillons ont un rôle important dans les processus de transfert d'énergie associés à la circulation océanique. Mais les mesures in situ, trop éparses dans le temps et dans l'espace, rendent malaisée leur approche statistique, d'où l'intérêt de l'altimétrie satellitaire. Dès le début des années 1980, des études locales de tourbillons océaniques ont été menées à partir de l'altimétrie.

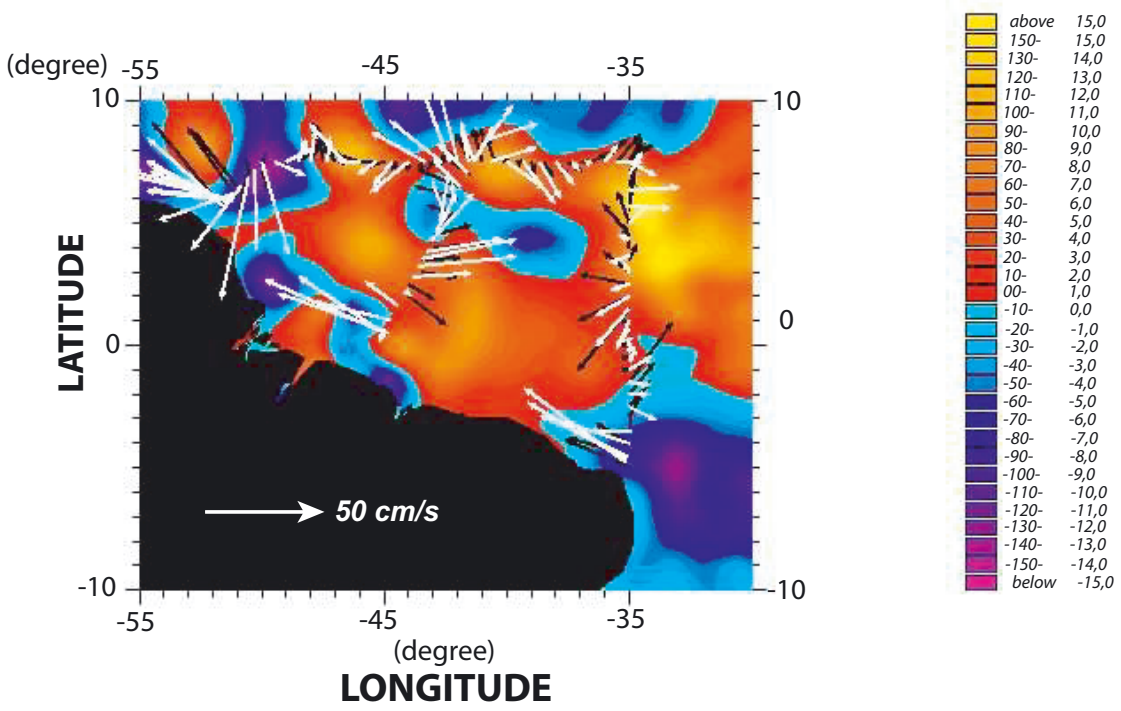
Après le lancement de Seasat, les tourbillons sont ainsi analysés en terme de hauteur, de variabilité, de vitesse et d'énergie cinétique dans le Pacifique et dans l'Atlantique Ouest (Cheney and Marsh, 1981 ; Ménard, 1983). GEOSAT est ensuite utilisé pour des études semblables. Forbes *et al*. (1993) étudient, dans l'Atlantique Sud, la zone de convergence du courant du Brésil et du courant des Malouines, d'une part, et du courant des Aiguilles, d'autre part, où ils notent la propagation d'est en ouest de structures. Tai et White (1990) observent quant à eux un cycle saisonnier net dans le champ tourbillonnaire du Kuroshio, l'hiver étant moins énergétique que l'automne, saison culminante. Ils poussent plus loin leur interprétation et calculent les tenseurs de Reynolds _u'v'_ à partir de l'altimétrie. Ils démontrent qu'ils résultent de plusieurs phénomènes : instabilités non linéaires (méan-dres) du courant près du jet, radiations en termes d'ondes de Rossby plus au large.



Document du Groupe d'Océanographie Spatiale, CLS, Toulouse, France (1994)

FIGURE 6 Variabilité de méso-échelle de l'océan obtenue par TOPEX/Poséïdon (en centimètres). *Meso-scale oceanic variability from TOPEX/Poséïdon altimeters (in cm).*

Bien que son but soit l'étude de la circulation océanique à grande échelle, TOPEX/POSÉÏDON a également servi à l'interprétation de séquences tourbillonnaires océaniques. Associant des mesures de température au moyen de radiomètres et des mesures altimétries, Ridgway *et al.* (1998) observent que, environ trois fois par année, des tourbillons cycloniques et anticycloniques sont entraînés vers le sud par le courant Est-Australien. Ils suggèrent une possible génération de ces tourbillons par instabilité et interaction entre des ondes de Rossby provenant du Pacifique Est et le courant moyen dirigé vers l'est. Roemmich et Sutton (1998) attribuent 10 Sv de transport du courant Est Auckland à la recirculation de trois tourbillons chauds permanents. Dans la région du courant des Aiguilles, la formation de tourbillons et leur migration a également été étudiée. Ces tourbillons pourraient être à l'origine d'un transport non négligeable de sel, de masse et de chaleur entre les océans Indien et Atlantique. Leur extension spatiale restreinte et leur génération aléatoire les rendent difficiles à suivre par simples mesures in situ. L'altimétrie a permis de mettre en évidence leur détachement dans la zone de rétroflexion du courant au sud de l'Afrique ainsi que de détailler leurs caractéristiques et leur dynamique sur le plan saisonnier (Heywood *et al.*, 1994 ; Gründlingh, 1995 ; Goni *et al.*, 1997) et même interannuel (Witter et Gordon, 1999). Sur la figure 7, on donne une idée de cette représentation de l'activité tourbillonnaire vue par TOPEX/POSÉÏDON. Elle se réferre à une région située sur la bordure ouest de l'océan Atlantique tropical, qui joue un rôle important dans le transfert inter-hémisphérique des quantités de sel, de masse et de chaleur.



D'après Arnault et al. (1999)

FIGURE 7 Carte d'anomalies du niveau de la mer (en centimètres) obtenues par analyse objective des données de TOPEX/POSÉÏDON et des mesures de courant de S-ADCP (Ship mounted Acoustic Doppler Current Profiler) de la campagne ETAMBOT 1. *Sea level anomalies (in cm) from TOPEX/Poséïdon and S-ADCP (Ship mounted Acoustic Doppler Current Profilers) comparison during ETAMBOT1 experiment.*

Le flux permanent observé dans la thermocline le long des côtes américaines, est connu pour être une composante importante du transport moyen vers l'Atlantique Nord (10 Sv, 1 Sverdrup (Sv) = 10^6 m^3s^{-1}), transport requis pour équilibrer la migration équatoriale des eaux profondes nord-atlantiques vers le sud. La circulation de cette région est extrêmement complexe, avec des variabilités spatiales et temporelles importantes, liées à la rétroflexion du courant du Brésil et à la présence de tourbillons. Par exemple, si l'on considère que chacun des tourbillons de 400 km de diamètre transporte environ 200 m d'eau de l'Atlantique Sud, une première estimation conduit à un transport annuel d'environ 1 Sv par tourbillon. Si plusieurs de ces tourbillons sont formés au cours de l'année, alors une partie significative des 10-15 Sv du flux annuel des eaux de l'Atlantique Sud peut s'expliquer via les courants des Caraïbes et de Floride. C'est un procédé similaire à celui du courant des Aiguilles. C'est pourquoi de nombreuses campagnes ont eu lieu dans cette zone dans le but de recueillir un nombre important de mesures pour interpréter la dynamique de cette variabilité. Malheureusement, encore maintenant, ces données demeurent insuffisantes pour répondre à des questions tel que la permanence ou non de la rétroflexion, le nombre de tourbillons et les transports associés. En prenant le relais temporel et spatial entre les mesures *in situ*, l'altimétrie peut jouer un rôle prépondérant et fournir, tel qu'envisagé après quelques essais encourageants avec GEOSAT (Didden and Schott, 1993), une image continue de la dynamique océanique de surface dans cette zone. Sur la figure 7, on montre donc la superposition d'une carte de hauteurs altimétriques obtenues par analyse objective des données de TOPEX/POSÉÏDON avec les mesures de courantométrie de S-ADCP (*Ship mounted Acoustic Doppler Current Profiler*) échantillonnée lors de la première campagne ETAMBOT en septembre 1995. On y voit clairement les mesures *in situ* de courant osciller en méandres autour de structures alternativement positives (anti-cycloniques) et négatives (cycloniques) vues par TOPEX/POSÉÏDON et traduites en terme de hauteur d'eau de ces méandres et de ces tourbillons. Grâce à cet accord, un suivi temporel et géographique des structures peut donc être fait et les

données prélevées lors de la campagne replacées dans un contexte spatio-temporel plus général.

Les quatre années d'existence de GEOSAT ont également ouvert une voie nouvelle en altimétrie satellitaire : l'utilisation en temps réel d'un altimètre satellitaire. En effet, les durées de vie de GEOSAT, puis de TOPEX/POSÉÏDON, rendent possible la programmation de campagnes océanographiques synoptiques à la mission. Le bateau peut alors se déplacer en fonction des informations reçues grâce au capteur satellitaire. Forristall *et al.* (1990) suivent ainsi pendant 48 h des tourbillons détectés simultanément par GEOSAT dans le golfe du Mexique. Biggs *et al.* (1996) répètent l'opération avec les satellites ERS-1/2 et TOPEX/POSÉÏDON. Hansen et Maul (1991) associent mesures altimétriques, bouées dérivantes, et sondes thermiques pour décrire des tourbillons anticycloniques qui se forment au large des côtes Péruviennes. Ils réussissent ainsi à interpréter leur occurrence comme résultat de la conservation de l'énergie potentielle lors de la dérive vers le nord du contre-courant Équatorial Nord en automne. Hernandez *et al.* (1995) utilisent deux altimètres, ceux de ERS-1 et de TOPEX/POSÉÏDON, lors de la campagne SEMAPHORE en 1993, pour évaluer la circulation océanique de méso-échelle dans la région des Açores.

Tourbillons et circulation océanique sont souvent étroitement liés comme nous venons de le voir. La plupart des courants marins de moyenne échelle ont donc eux aussi été la cible d'études intensives aux résultats innovateurs à partir de l'altimétrie. Les courants de bordure ouest des océans, très intenses et bien marqués, comme le Kuroshio dans le Pacifique (Zlotnicki, 1991 ; Qiu, 1995 ; Wang and Koblinski, 1995 ; Imawaki and Uchida, 1997 ; Wang *et al.*, 1998), le Gulf Stream (Kelly and Gille, 1990 ; Zlotnicki, 1991 ; Wang and Koblisnki, 1995 ; Kelly *et al.*, 1999), et la région de confluence des courants des Malouines et du Brésil (Provost and LeTraon, 1993 ; Goni *et al.* 1996 ; Vivier and LeProvost, 1999) dans l'Atlantique, ont été parmi les premiers étudiés. Moins énergétiques, donc plus difficiles à mettre en évidence, mais importants dans le cadre des transports inter-hémisphériques, les courants de bordure est des océans, comme le courant de Californie (Strub and James, 1997 ; Kelly *et al.*, 1998), dans le Pacifique, ou le courant du Benguela (Garzoli *et al.*, 1997) ou celui des Canaries (Hernandez and LeTraon, 1999) dans l'Atlantique, ont bénéficié de la haute précision des dernières missions altimétriques de ERS-1/2 et de TOPEX/POSÉÏDON.

Donc, depuis les hautes latitudes de l'hémisphère Nord aux hautes latitudes de l'hémisphère Sud, il y a peu de phénomènes océaniques de moyenne échelle qui n'ait pu être appréhendé par altimétrie. Au-delà de ces études régionales, la grande innovation de l'altimétrie, en terme de variabilité océanique de méso-échelle, demeure la possibilité d'études océaniques globales. Dès 1983, Fu décompose les traces de Seasat en longueur d'onde spatiale et sépare l'océan, en fonction des pentes spectrales obtenues, en zones très énergétiques et zones faiblement énergétiques. Dans les zones très énergétiques, les pentes sont fortes (de l'ordre de –4,5) entre 100 et 250 km au contraire des pentes en –1 rencontrées de 100 à 1 000 km dans les zones de faible énergie. LeTraon *et al.* (1990) réalisent des travaux analogues dans tout l'Atlantique Nord avec GEOSAT. La forme générale du spectre qu'ils trouvent peut se résumer en un bruit blanc pour les toutes petites échelles (30-60 km), un régime intermédiaire jusqu'à 100-200 km avec une pente en –1 et un spectre rouge, puis une pente bien marquée avec une cassure nette. Ce point de rupture de pente, important pour étudier la dynamique tourbillonnaire, se déplace de 200 km vers 50-60° N à 500 km vers 20-30° N. Ils notent eux aussi, qu'en se rapprochant des zones énergétiques (bordure ouest des océans par exemple), les pentes augmentent de –2 à –4, c'est-à-dire proches des valeurs prédites par la théorie quasi-géostrophique. Plus récemment, Stammer et Böning (1992) reprennent ces résultats sur la base de deux critiques à l'encontre des travaux précédents : l'importance de la longueur de la trace altimétrique (une grande extension latitudinale de la trace lui fait traverser des régimes dynamiques très différents) et l'importance du bruit de mesure dans les zones de faible énergie. Par rapport aux études antérieures, ces auteurs trouvent une plus grande extension des zones énergétiques dont la dépendance spectrale est en k^{-4}, k^{-5}. Mais surtout, ils associent les écarts par rapport à ces valeurs rencontrées dans les zones faiblement énergétiques (pente en k^{-1} entre 20° S et 30° N par exemple) non pas à un signal océanique, mais à un effet du bruit instrumental. Ils concluent alors que l'altimétrie ne permet pas de mettre en évidence d'anomalies régionales de pentes par rapport au signal k^{-4}, k^{-5}, associé à la turbulence géostrophique, et donc que l'on peut véritablement parler d'une caractéristique universelle du champ de turbulence océanique. Toutefois, les résultats actuels obtenus avec TOPEX/POSÉÏDON (Stammer, 1997) semblent confirmer les résultats de LeTraon *et al.* (1990)

sur la présence de plusieurs pentes (allant de k^{-1} à k^{-4}) au sein de l'océan.

L'intérêt de l'information satellitaire est également de fournir un suivi temporel de la variabilité de méso-échelle et de la relier au forçage des vents. À partir des mesures GEOSAT, Zlotnicki *et al*. (1989) trouvent que certaines régions géographiques comme l'Atlantique Nord-Est ou le Pacifique Nord-Est présentent une énergie plus importante lors de l'hiver boréal, lorsque l'intensité des vents y est plus forte. Mais Stammer et Böning (1996) modulent cette conclusion en trouvant une décorrélation temporelle entre les maxima d'énergie et de vent. Ils formulent alors l'hypothèse de l'impact de phénomènes thermodynamiques. L'arrivée des données de TOPEX/POSÉÏDON, plus précises et plus longues, permet d'infirmer ou d'affirmer ces théories (Garnier and Schopp, 1999 ; Stammer and Wunsch, 1999 ; Ducet *et al*., 2000).

Ces quelques exemples montrent donc comment l'utilisation de l'altimétrie satellitaire a fait évoluer notre connaissance de la dynamique de méso-échelle de l'océan à l'échelle du globe. Nous allons voir qu'il en est de même par la variabilité de grande échelle.

3.2. Variabilité de grande échelle

Aux grandes longueurs d'onde, l'analyse des données altimétriques devient plus aléatoire car le signal recherché est difficile à décorréler des erreurs liées à l'altimétrie comme l'erreur d'orbite. De plus, les signaux de grande échelle spatio-temporelle sont souvent associés à des régions faiblement énergétiques, comme les zones tropicales. Il est donc primordial d'avoir, pour l'altimètre, la meilleure précision possible.

Des tentatives ont pourtant été faites à l'aide des premiers instruments. Fu et Chelton (1985) s'attaquent à la grande échelle temporelle du courant Circumpolaire Antarctique avec Seasat et trouvent une accélération du courant vers l'est pendant les trois mois de durée de vie du satellite avec des ruptures d'accélération associées à des accidents de topographie. Malardé *et al*. (1987) utilisent également Seasat pour mettre en évidence les caractéristiques des ondes longues d'instabilité générées dans le Pacifique Est par le cisaillement entre le courant Équatorial Sud et le contre-courant Équatorial Nord et détectées sous le nom d'ondes de Legeckis par télémétrie infrarouge vers 2-3° N. Les résultats entre les deux techniques d'approche concordent remarquablement. Dans l'Atlantique tropical, Ménard (1988) produit le premier cycle saisonnier du niveau de la mer vu par Geos-3 et Seasat, avec deux saisons extrêmes au printemps boréal quand la circulation est faible et en été-automne quand elle s'intensifie, en bon accord avec le cycle saisonnier de la hauteur dynamique (Merle and Arnault, 1985). C'est d'ailleurs ce cycle saisonnier très contrasté qui est d'abord mis en évidence lorsqu'on regarde l'évolution temporelle du niveau de la mer mondial, saison par saison (figure 8).

Au cours de l'été et de l'automne boréal, l'hémisphère Nord présente de fortes anomalies positives, alors que la tendance s'inverse en hiver et au printemps. L'hémisphère Sud présente des variations symétriquement opposées, bien que l'amplitude du signal y soit moindre. Cela traduit simplement l'enchaînement des saisons respectives de chaque hémisphère, le réchauffement des océans et donc leur dilatation stérique lors des étés-automnes, le refroidissement et donc la contraction des masses d'eau lors des hivers-printemps respectifs, ainsi que la plus grande importance du volume océanique dans l'hémisphère Sud par rapport à l'hémisphère Nord.

L'amélioration de la qualité des mesures avec GEOSAT et surtout avec TOPEX/POSÉÏDON a permis de développer l'étude des zones et des échelles faiblement énergétiques. Deux exemples sont significatifs en la matière et prouvent combien, là aussi, l'altimétrie a permis de faire progresser nos connaissances. Il s'agit des ondes de Rossby et des phénomènes tropicaux, comme le phénomène El Niño dans le Pacifique.

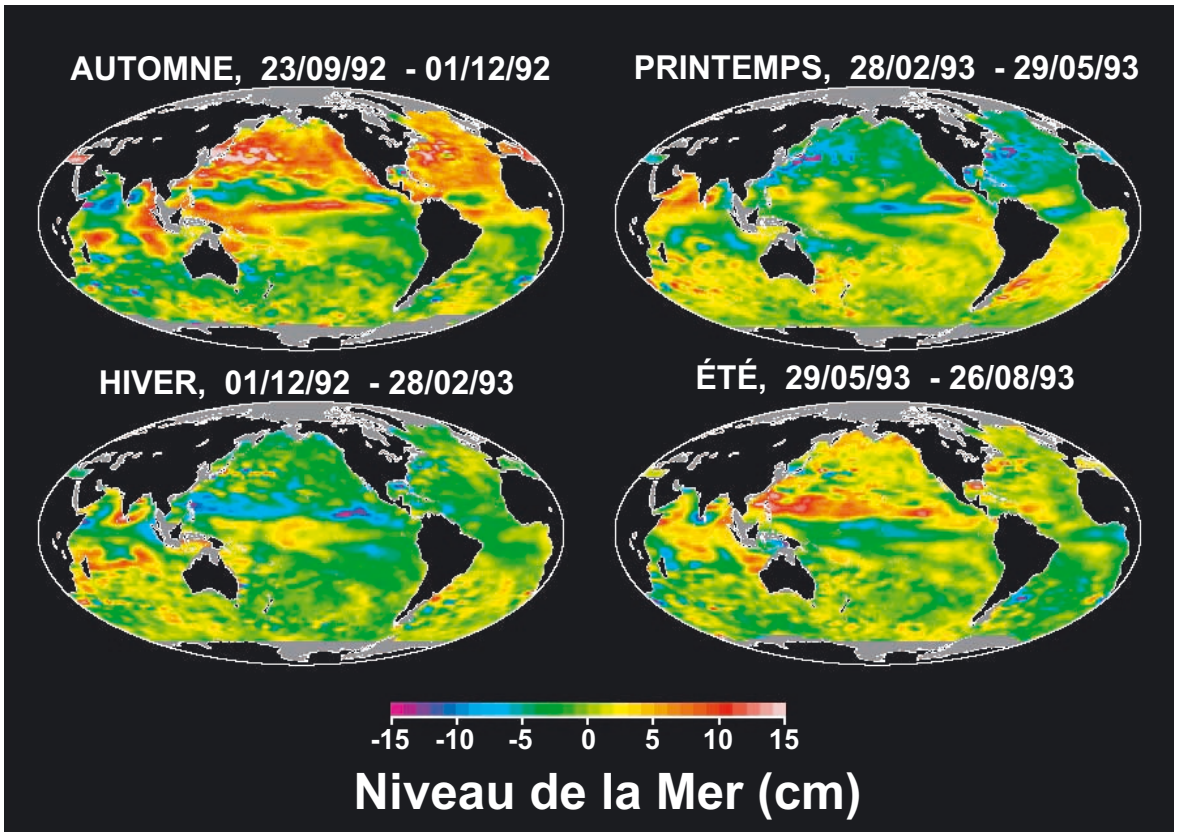
Dans l'Atlantique Sud, à partir des données GEOSAT, LeTraon et Minster (1993) mettent en évidence un fort signal semi-annuel lié à des ondes de Rossby. Ces ondes de grande échelle véhiculent en quelque sorte la réponse de l'océan à des changements de climat. Mais en prenant la classique équation de dispersion des ondes de Rossby libres (w fréquence, k nombre d'onde, f paramètre de Coriolis, R rayon de Rossby) :

$$w = -_k/\ k^2 + l^2 + (1/R)^2, \text{ avec } f = _y, \qquad (3)$$

ils notent qu'ils n'obtiennent pas le bon ordre de grandeur de la période, soit 1 an contre 150 jours. Ils remarquent, qu'en tenant compte d'un courant moyen U dans l'équation précédente,

$$w = -(U(k^2+l^2)_/\ k^2+l^2+(1/R)^2 \qquad (4)$$

ils se rapprochent de la valeur observée de 200 jours. Il faut attendre quelques années et TOPEX/POSÉÏDON pour confirmer ce résultat. Les ondes de Rossby entraînent en effet des variations faibles (de l'ordre de 10-20 cm) de la topographie dynamique océanique, sur des échelles spatiales de plusieurs centaines de kilomètres, avec des modifications si lentes qu'elles peuvent mettre plusieurs dizaines d'années pour traverser un bassin océanique.



Document de Jet Propulsion Laboratory, National Aeronautics and Space Administration, California Institute of Technology, USA (1994)

FIGURE 8 Les saisons altimétriques vues par TOPEX/POSÉÏDON. *Global seasonal sea level changes during the first year of TOPEX/Poséïdon observations.*

Avant TOPEX/POSÉÏDON, il était donc extrêmement difficile de les observer globalement. Les propagations mises en évidence avec TOPEX/POSÉÏDON à l'échelle planétaire par les scientifiques, dont D. Chelton du Collège of Oceanic and Atmospheric Sciences, de l'Oregon State University à Corvallis, différent de façon notoire des propagations prédites par la théorie des ondes libres (Chelton and Schlax, 1996). Hors du domaine tropical, là où les ordres de grandeur sont sensiblement identiques, les vitesses de propagation issues des mesures sont d'un facteur 2 voire 3 fois plus rapides que celles calculées en théorie, l'effet s'intensifiant en fonction de la latitude. Cette constatation a donc fait revoir la théorie des ondes de Rossby et les recherches s'orientent en ce domaine vers l'introduction de facteurs extérieurs, tel que la présence de courants moyens, comme LeTraon et Minster (1993) le suggèrent, ou de l'effet du vent (Qiu *et al.*, 1997 ; White *et al.*, 1998 ; Killworth and Blundell, 1999).

Une autre thématique de grande échelle qui a vu son approche « révolutionnée » par l'altimétrie satellitaire se situe dans le domaine tropical, avec en particulier l'étude du phénomène El Niño.

Le terme El Niño vient de l'espagnol et il était utilisé à l'origine par les pêcheurs péruviens pour désigner un courant chaud, coulant le long de leurs côtes aux environs de Noël. Ces épisodes de récurrence du courant, d'une durée de quelques mois, se traduisent par une réduction des ressources nutritives et des poissons. Très occasionnellement, ce courant chaud persiste jusqu'en mai voire juin, résultant en une année particulièrement critique pour les pêcheurs. Au cours des siècles, le terme El Niño n'a plus été attribué qu'à cet événement exceptionnel qui, en plus de perturber les activités de pêche, amenait des pluies intenses. Déjà, en 1891, Carranza

mentionnait un intense contre-courant côtier, de janvier à avril, transportant de l'eau chaude et des débris divers de l'estuaire de Guayas, en Équateur, vers Pacasmayo à 7° S, sur la côte du Pérou. À la même époque, de très fortes pluies et inondations eurent lieu dans le désert de Sechura, au nord du Pérou. Les évènements El Niño haussent, de plusieurs degrés, la température le long des côtes sud-américaines jusqu'aux îles Galapagos et le long d'une ceinture équatoriale s'étirant sur plus de 8 000 km au delà du continent. Si les événements El Niño de faible intensité ont peu de retombées sur la pêche et le climat, ceux plus importants peuvent affecter les conditions climatiques de tout le globe. À ce titre, le El Niño de 1982-1983, responsable de plus de 13 milliards de dollars de dommages et de milliers de morts, restera sans doute dans les annales et celui de 1997 est considéré comme le phénomène du siècle, d'où l'intérêt d'essayer de comprendre et de prévoir l'arrivée de ce phénomène (Changnon, 2000 ; Voituriez, 2003).

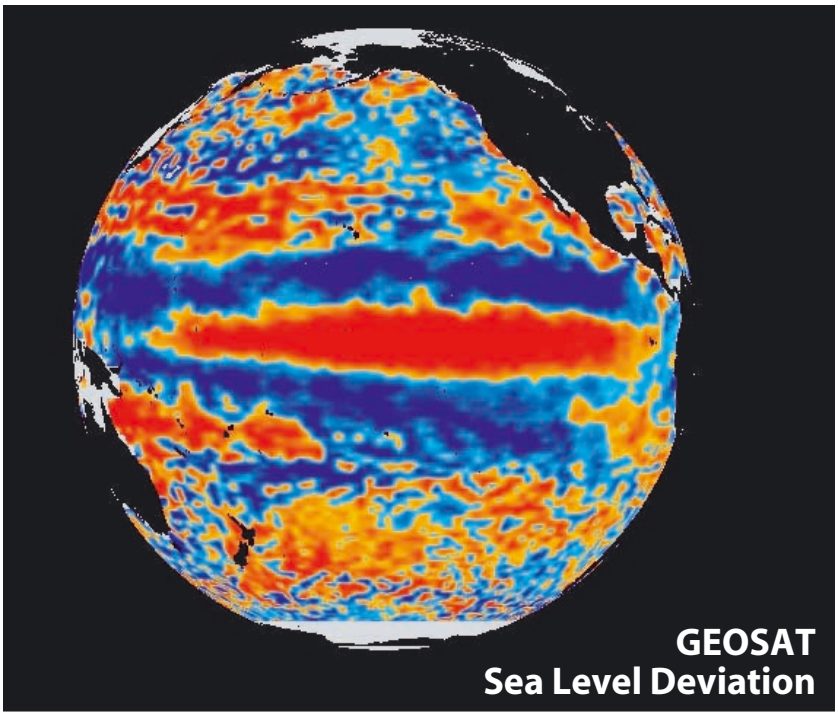
Une première pierre à l'édifice fut apportée au début du siècle par l'anglais Sir Gilbert Walker qui découvrit, au début des années 1900, une relation entre les enregistrements barométriques situés à l'est et à l'ouest du Pacifique : l'oscillation australe (Walker, 1923). À des pressions se renforçant à l'est correspondent des pressions diminuant à l'ouest et inversement. Les vents, dirigés des basses vers les hautes pressions, suivent bien évidemment cette bascule. On introduisit alors la notion d'indice de l'oscillation australe, en fait « marqueur » des conditions de gradient de pression entre les deux côtes du Pacifique.

Lorsque l'indice augmente, les alizés s'intensifient et, lorsqu'il diminue, les vents faiblissent et peuvent même s'inverser. Walker nota aussi que de faibles indices étaient associés à des sécheresses en Australie, en Indonésie, en Inde, sur certaines parties de l'Afrique et à des hivers doux au Canada. Mais il fallut attendre les années 1960 et les travaux du norvégien Bjerknes pour relier El Niño et oscillation australe (Bjerknes, 1969). De nos jours, le concept « faible indice/El Niño » est bien accepté et on parle parfois de ENSO, acronyme de *El Niño-Southern Oscillation*.

Toutefois, compte tenu de l'extension géographique du phénomène, les différentes étapes de sa formation sont difficiles à cerner, et ce jusqu'en 1986, quand, pour la première fois, Miller *et al.* (1986) détectent, entre mai et juin, à partir des mesures à partir de GEOSAT, un phénomène ondulatoire se propageant vers l'est le long du rail équatorial à la vitesse de 3 $m.s^{-1}$. Par la suite, Miller *et al.* (1988) détaillent l'analyse de ces propagations et les associent avec le phénomène El Niño 1986-1987. Ils observent une alternance de structures positives et négatives d'environ 10 cm d'amplitude se déplaçant à des vitesses de 2,4 à 2,8 $m.s^{-1}$, suggérant la présence d'ondes équatoriales de type Kelvin et Rossby pendant le phénomène El Niño (figures 9 et 10). Une nouvelle théorie, basée sur ces ondes, voit alors le jour pour expliquer le déclenchement et le déroulement d'un El Niño, puis le retour à la situation normale ou à un événement « froid » contraire, couramment nommé La Niña. Il s'agit de la théorie de l'oscillateur retardé (Battisti, 1989).

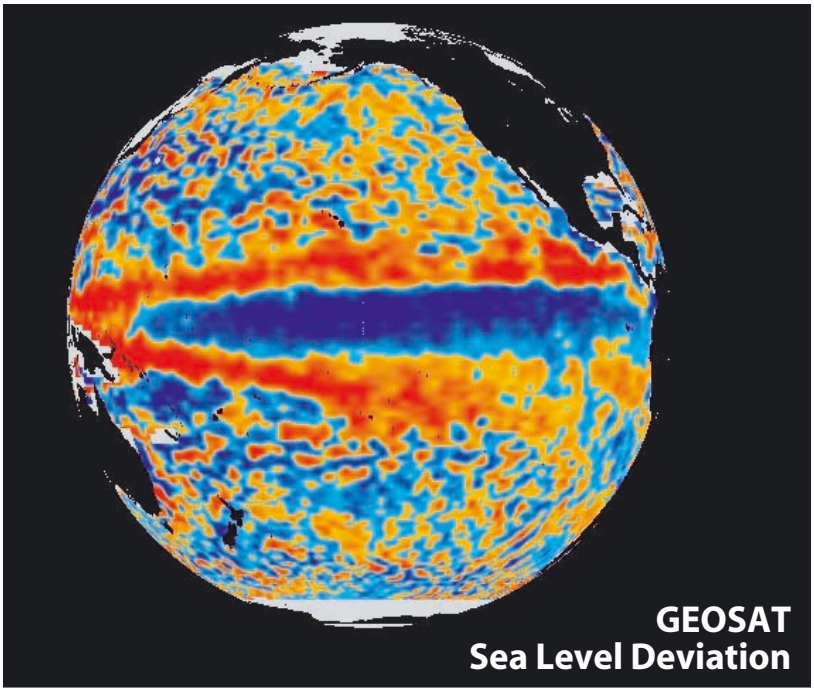
À l'origine, une hausse de la température de surface dans le Pacifique Central et Est entraîne un affaiblissement voire un changement de direction des alizés à l'ouest. Ces anomalies de vent génèrent, d'une part vers l'est, des ondes de Kelvin équatoriales apportant des eaux chaudes en surface (*downwelling*) et d'autre part vers l'ouest, des ondes de Rossby entraînant une remontée des eaux froides (*upwelling*) de part et d'autre de l'équateur. À leur arrivée sur la côte est du Pacifique, les ondes de Kelvin se réfléchissent en ondes de Rossby et, à l'ouest, les ondes de Rossby se réfléchissent en ondes de Kelvin, chaque réflexion conservant les propriétés d'entraînement vertical de l'onde incidente. Les ondes de Kelvin initiales entraînent des eaux chaudes vers l'est du bassin et viennent donc renforcer l'anomalie première.

Cette situation s'auto-entretiendrait à l'infini si, sur la bordure ouest, le réflexion des ondes de Rossby « froides » ne venaient finalement éroder, voire inverser, la tendance en créant l'événement « froid » La Niña. La détection de ces systèmes ondulatoires et de leur réflexion devenait donc cruciale pour infirmer ou confirmer cette théorie. Toujours à l'aide de GEOSAT, Delcroix *et al.* (1991) confirment la détection de plusieurs trains d'ondes équatoriaux entre 1986 et 1987, notamment une onde de Kelvin en janvier 1987, suivie de mars à septembre d'ondes de Rossby qui pourraient en être la réflexion partielle.



Document du National Ocean Service, NOAA, Silver Spring, Maryland, USA (1990)

FIGURE 9 El Niño et la propagation d'une onde de Kelvin équatoriale « chaude » vue par GEOSAT en 1987. *Downwelling Kelvin wave observed during the 1987 El Niño by GEOSAT.*



Document National Ocean Service, NOAA, Silver Spring, Maryland, USA (1990)

FIGURE 10 La Niña et la propagation d'une onde de Kelvin équatoriale « froide » vue par GEOSAT en 1988. *Upwelling Kelvin wave observed during the 1988 La Niña by GEOSAT.*

À partir de 1992, le capteur de TOPEX/POSÉÏDON va échantillonner plusieurs événements El Niño, dont l'événement de 1997. En effet, au printemps 1997, un phénomène El Niño d'une ampleur au moins comparable à celui de 1982-1983 s'est de nouveau développé dans le Pacifique tropical. TOPEX/POSÉÏDON a permis de suivre la complète évolution de cet événement exceptionnel. Dès mars 1997, en réponse à des coups de vents d'ouest, au nord de l'Australie, une onde de Kelvin était détectée, déplaçant vers l'est des eaux chaudes le long de l'équateur, et atteignant les côtes américaines un mois plus tard. En juin, les masses d'eaux chaudes, pauvres en éléments nutritifs, commençaient à envahir les côtes américaines par le nord et par le sud, au grand désespoir des pêcheurs péruviens. Le mois suivant, le volume de ces eaux chaudes océaniques était tel qu'il excédait de 30 fois le volume total des Grands Lacs. L'énergie associée équivalait à presque 100 fois celle consommée en fuel par les USA en hiver. En contrepartie, à la fin d'août, des eaux froides apparaissaient vers l'Australie, responsables de sécheresse dans cette région. Après une nouvelle intensification du volume d'eaux chaudes à la fin d'octobre, celui-ci commençait à décroître avec quelques oscillations. À partir de mars 1998, les seules zones d'eaux chaudes étaient localisées au nord et au sud le long du Pacifique central équatorial, pour disparaître quasi totalement sauf sur une étroite bande au nord de l'équateur. Grâce à TOPEX/POSÉÏDON, les scientifiques ont également surveillé l'apparition du phénomène La Niña en continuité de ce phénomène El Niño (Alory and Delcroix, 2002).

Si les ondes de Kelvin et de Rossby sont donc assez bien mises en évidence lors de ces événements, le fait de ne pas observer, comme le voudrait la théorie de Battisti (1989), de réflexion systématique des ondes incidentes sur les frontières, demeure. Certains auteurs essaient de trouver des explications scientifiques à cette non détection, soit problème instrumental de l'altimètre, précision des observations ou effet local de vents contraires (Dupenhoat *et al.*, 1992 ; Boulanger and Menkès, 1995), mais sans réelle conclusion. C'est pourquoi, récemment, un groupe de scientifiques avec à leur tête J. Picaut de l'IRD (Institut de recherche pour le développement) a tenté de produire un nouveau concept sur le déclenchement, le maintien et la disparition du phénomène El Niño, concept en bon accord avec les observations altimétriques (Picaut *et al.*, 1997). Par rapport à la théorie de Battisti (1989), ces scientifiques proposent une plus grande importance du rôle de la réflexion des ondes sur les côtes péruviennes, vis-à-vis de celles sur la bordure ouest du bassin, ainsi qu'un rôle essentiel de l'advection zonale lors de la manifestation du phénomène dans le Pacifique central. La vérification de ce nouveau concept avec des modèles numériques, représentant la circulation océanique couplée à la circulation atmosphérique, est actuellement en cours (J. Picaut, comm. Pers., 2002).

Outre les deux phénomènes dont nous venons de discuter, l'altimétrie satellitaire a également permis de mettre en évidence des événements de type interannuel dans les autres océans tropicaux, comme les océans Atlantique (Arnault and Cheney, 1994) et Indien (Périgaud and Delecluse, 1993). Ces événements, qui pourraient parfois être la réponse de ces bassins aux phénomènes El Niño du Pacifique, ou parfois être issus d'une variabilité indépendante du bassin océanique concerné. Ainsi, les connexions entre régions tropicales et extra tropicales, par le biais d'oscillations climatiques de très basse fréquence comme l'oscillation nord-atlantique, ont été évoquées. Mais, les échelles de temps abordées, de l'ordre de la dizaine d'années, sont encore inaccessibles pour les mesures altimétriques actuelles, même si la succession de missions, comme celles de TOPEX/POSÉÏDON, de JASON, d'ERS et d'ENVISAT, laissent entrevoir un avenir prometteur.

Nous ne saurions terminer cette section consacrée à la variabilité océanique de grande échelle sans aborder le problème soulevé par le phénomène du réchauffement de la planète et du suivi de la remontée des eaux. Ce paramètre, réponse de l'océan à des phénomènes aussi divers que l'expansion thermique, la fonte des neiges et des glaciers ou la pluviométrie, est un paramètre clé pour les considérations sociaux-économiques des modifications climatiques. En prenant pour hypothèse un réchauffement de 1 à 4° C de la température mondiale moyenne, le niveau moyen des océans monterait de 30 à 50 cm (Titus and Narayanan, 1995). Nul doute que bon nombre de régions côtières seraient alors littéralement englouties. L'analyse des enregistrements marégraphiques sur les cent dernières années indique une montée des eaux à un rythme de l'ordre de 2 mm.an^{-1}. Toutefois, cette valeur peut être douteuse, du fait principalement de la non homogénéité spatio-temporelle de la répartition des stations marégraphiques, de leur localisation côtière et du fait que toutes ne sont pas en accord avec le zéro géodésique absolu (Cabanes *et al.*, 2001). L'idée de mesurer cette dérive séculaire du niveau de l'océan à partir de l'altimétrie est donc

séduisante. Born *et al*. (1986) trouvent une valeur surprenante de 7 cm.mois^{-1} avec Seasat. Tapley *et al*. (1992) annoncent 0 +/- 5 mm.an^{-1} à partir de deux ans de données GEOSAT et Wagner et Cheney (1992) -12 +/- 3 mm.an^{-1} avec le même instrument mais sur une série de 2 ans et demi. L'application de corrections altimétriques différentes au même ensemble de données fournit une valeur de 1 +/- 4 mm.an^{-1}. En fait, il est clair que seul TOPEX/POSÉÏDON (et ses successeurs) disposent à ce jour de la précision nécessaire à cette évaluation. Mais, même avec ce radar de haute performance, il convient de rester prudent sur les résultats obtenus. En effet, après deux années de mesures, deux groupes de scientifiques publiaient leurs résultats. Nerem (1995) concluent à une montée des eaux de 5,8 mm.an^{-1} +/- 7 mm.an^{-1} entre 1993 et le milieu de1995. Pour Minster *et al*. (1995), la valeur est de 4,1 +/- 1 mm.an^{-1} de la fin de 1992 à début de 1995. En fait, l'utilisation de nouvelles mesures à partir de TOPEX/POSÉÏDON, débarrassées d'une erreur de calibration interne résiduelle qui était incluse dans les deux études précédentes, donne une nouvelle estimation de 0 +/- 3 mm.an^{-1} (Cheney *et al*., 1996).

4. CONCLUSION

Nous avons rappelé les principes de base de l'utilisation des capteurs satellitaires altimétriques pour suivre la variabilité des océans. Il est important de retenir que la variable « topographie dynamique » n'est pas une variable directement mesurée par l'altimètre. En effet, à la mesure radar brute, il faut appliquer un ensemble de corrections et de traitements avant d'obtenir une quantité réellement exploitable en terme d'océanographie dynamique. Une mission altimétrique de qualité pour les océanographes n'implique donc pas seulement un radar de précision, mais aussi un ensemble de corrections spécialisées. C'est en ce sens que la mission de TOPEX/POSÉÏDON s'est distinguée de ses prédécesseurs puisque non seulement l'altimètre était performant mais il était accompagné d'une poursuite de qualité, d'un radiomètre et de développements parallèles sur la modélisation de certains types de corrections.

Après le stade hésitant de la validation de la mesure altimétrique, par comparaison à d'autres types de mesures ou à des résultats de modèles, l'altimétrie est maintenant devenu un outil à part entière en océanographie et l'explosion dans les revues spécialisées du nombre d'études qui l'utilisent l'accrédite, notamment depuis le lancement de la mission TOPEX/Poséïdon.

De nouvelles missions sont d'ores et déjà en route pour le futur. GEOSAT Follow On (GFO) a été lancé au début de 1998, avec des caractéristiques de mission similaires à celles de GEOSAT. Jason, le successeur de TOPEX/ POSÉÏDON, est sur orbite depuis décembre 2001 et la plate-forme européenne ENVISAT depuis le printemps 2002. Une telle série continue de données altimétriques, tout en posant le défi de l'uniformisation des observations provenant de plusieurs missions, devrait fournir des appuis solides aux études des variations climatiques de l'océan, études vers lesquelles se tournent maintenant la communauté océanographique mondiale avec le programme CLIVAR (*CLImate Variability*). En parallèle, vont être associés des travaux sur l'obtention de meilleures corrections de marées océaniques, d'un bon géoïde marin même à petite échelle, conditions requises pour l'obtention du signal de circulation océanique toutes échelles.

Un élément toutefois ne doit pas être oublié : la mesure altimétrique satellitaire ne fournit pas encore la vision 3D nécessaire aux études océaniques. Comment peut-on projeter en profondeur cette image obtenue par altimétrie ? Nous n'avons pas, faute de place, abordé ce problème ici. Il constituerait à lui seul un chapitre entier. Mais nul doute que la voie future et royale de l'altimétrie de demain passera sans doute par l'assimilation de ces données dans les modèles numériques océaniques.

Remerciements
L'auteure remercie pour leurs conseils avisés ses collègues du groupe TOPEX/Poséïdon/JASON Science Working Team, et plus particulièrement L.L. Fu et Y. Ménard, chefs des projets scientifiques respectivement NASA et CNES de ces deux missions altimétriques.

Références

Alory, G. and Delcroix, T. (2002) Interannual sea level changes and associated mass transports in the tropical Pacific from TOPEX/Poséïdon data and linear model results (1964-1999). Journal of Geophysical Research, vol. 107, nº C10, doi : 3153, 10.1029/2001JC001067.

Arnault, S. and Cheney, R.E. (1994) Tropical Atlantic sea level variability from GEOSAT (1985-1989). Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C9, p. 18207-18223.

Arnault, S. and LeProvost, C. (1997) Regional Identification in the tropical Atlantic Ocean of residual tide errors from an empirical orthogonal function analysis of TOPEX/POSÉÏDON Altimetric data. Journal of Geophysical Research, vol. 102, nº C9, p. 21011-21036.

Arnault, S., Bourlès, B., Gouriou, Y. and Chuchla, R. (1999) Intercomparison of the upper layer circulation of the western equatorial Atlantic ocean: in situ and satellite data. Journal of Geophysical Research, vol. 104, n° C9, p. 21171-21194.

Arnault, S., Gourdeau, L. and Ménard, Y. (1992a) Comparison of the altimetric signal with in-situ measurements in the

Tropical Atlantic Ocean. Deep Sea Research, vol. 39, nº 3/4, p. 481-499.

Arnault, S., Morlière, A., Merle, J. and Ménard, Y. (1992b) Low-frequency variability of the Tropical Atlantic surface topography : altimetry and models comparison. Journal of Geophysical Research, vol. 97, nº C9, p. 14259-14288.

Battisti, D.S. (1989) On the role of off-equatorial oceanic Rossby waves during ENSO. Journal of Physical Oceanography, vol. 19, p. 551-559.

Bernstein, R.L., Born, G.H. and Whritner, R.H. (1982) SEASAT altimeter determination of current variability. Journal of Geophysical Research, vol. 87, nº C5, p. 3261-3260.

Biggs, D.C., Fargion, G.S., Hamilton, P. and Leben, R.R. (1996) Cleavage of a Gulf of Mexico Loop Current eddy by a deep water cyclone. Journal of Geophysical Research, vol. 101, p. 20629-20641.

Bjerknes, J. (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Monthly Weather Review, vol. 97, p. 163-172.

Boulanger, J.P. and Menkès, C. (1995) Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific ocean during the 1992-1993 El Niño. Journal of Geophysical Research, vol. 100, nº C12, p. 25041-25059.

Born, G.H., Tapley, B.D., Ries, J.C. and Stewart, R.H. (1986) Accurate measurement of mean sea level changes by altimetric satellites. Journal of Geophysical Research, vol. 97, p. 11775-11782.

Busalacchi, A.J., McPhaden, M. and Picaut, J. (1994) Variability in equatorial Pacific sea surface topography during the verification phase of the TOPEX/POSÉÏDON mission. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24725-24738.

Cabanes, C., Cazenave, A. et Le Provost, C. (2001) Sea level rise during the past 40 years determined from satellite and in situ observations. Science, vol. 294, p. 840-842.

Callahan, P.S. (1994) TOPEX/POSÉÏDON project GDR users handbook. Report JPL D-8944, rev A, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena (California), 84 p.

Changnon, S.A. (2000) El Niño, 1997-1998 : The climate event of the century. Oxford University Press, Oxford, 232 p.

Chao, Y., Halpern, D. and Périgaud, C. (1993) Sea surface height variability during 1986-1988 in the tropical Pacific Ocean. Journal of Geophysical Research, vol. 98, nº C4, p. 6947-6960.

Chelton, D.B. and Schlax, M.G. (1996) Global observations of oceanic Rossby waves. Science, vol. 272, p. 234-238.

Cheney, R.E. and Marsh, J.G. (1981) SEASAT altimeter observations of dynamic ocean topography in the Gulf Stream region. Journal of Geophysical Research, vol. 84, nº C1, p. 473-483.

Cheney, R.E., Marsh, J.G. and Beckley, B.D. (1983) Mesoscale variability from collinear tracks of Seasat altimeter data. Journal of Geophysical Research, vol. 88, p. 4343-4354.

Cheney, R.E., Douglas, B.C. and Miller, L. (1989) Evaluation of GEOSAT altimeter data with application to tropical Pacific sea level variability. Journal of Geophysical Research, vol. 94, nº C4, p. 4737-4748.

Cheney, R.E., Lillibridge, J., Kuhn, J. and Doyle, N. (1996) Near real-time altimetry from Topex/Poseidon. EOS Transactions, AGU, vol. 77, nº 46, p. F129.

Christensen, E.J., Haines, B.J., Keihm, S.J., Morris, C.S., Norman, R.A., Purcell, G.H., Williams, B.G., Wilson, B.D., Born, G.H., Parke, M.E., Gill, S.K., Shum, C.K., Tapley, B.D., Kolenkiewicz, R. and Nerem, R.S. (1994) Calibration of TOPEX/POSÉÏDON at platform Harvest. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, 24465-24485.

Delcroix, T., Picaut, J. and Eldin, G. (1991) Equatorial Kelvin and Rossby waves evidenced in the Pacific ocean through GEOSAT sea level and surface current anomalies. Journal of Geophysical Research, vol. 96, p. 3249-3262.

Didden, N. and Schott, F. (1993) Eddies in the North Brazil current retroflection region observed by GEOSAT altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 98, nº C11, p. 20121-20131.

Douglas, B.C. and Cheney, R.E. (1981) Ocean mesoscale variability from repeat tracks of Geos 3 altimeter data. Journal of Geophysical Research, vol. 86, p. 10931-10937.

Douglas, B.C., Cheney, R.E. and Agreen, R.W. (1983) Eddy energy of the northwest Atlantic and Gulf of Mexico determined from Geos 3 altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 88, p. 3883-3896.

Ducet, N., LeTraon, P.Y. and Reverdin, G. (2000) Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/POSEIDON and ERS1/2. Journal of Geophysical Research, vol. 105, p. 19.477-19.498.

Dupenhoat, Y., Delcroix, T. and Picaut, J. (1992) Interpretation of Kelvin/Rossby waves in the equatorial Pacific from model-GEOSAT data intercomparison during the 1986-1987 El Niño. Oceanologica Acta, vol. 15, nº 5, p. 545-554.

Emery, W.J., Born, G.H., Baldwin, D.G. and Norris, C.L. (1990) Satellite-derived water vapor corrections for GEOSAT altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 95, nº C3, p. 2953-2964.

Forbes, C., Leaman, K., Olson, D. and Brown, O. (1993) Eddy and wave dynamics in the South Atlantic as diagnosed from GEOSAT altimeter data. Journal of Geophysical Research, vol. 98, nº C7, p. 12297-12314.

Forristall, G.Z., Schaudt, K.J. and Calman, J. (1990) Verification of Geosat altimetry for operational use in the Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research, vol. 95, nº C3, p. 2985-2989.

Francis, O. and Bergé, M. (1993) Estimate of the radial orbit error by complex demodulation. Journal of Geosphysical Research, vol. 98, p. 16083-16094.

Fu, L.L. (1983) On the wave number spectrum of oceanic mesoscale variability observed by the SEASAT altimeter. Journal of Geophysical Research, vol. 88, nº C7, p. 4331-4341.

Fu, L.L. and Chelton, R. (1985) Observing large scale temporal variability of ocean currents by satellite altimetry: with application to the antartic circumpolar current. Journal of Geophysical Research, vol. 90, nº C3, p. 4721-4739.

Fu, L.L. and Cazenave, A. (2001) Satellite altimetry and Earth sciences. A handbook of techniques and applications. Academic Press, San Diego, 457 p.

Fu, L.L. , Christensen, E.J., Yamarone, C.A., Lefebvre, M., Ménard, Y., Dorrer, M. and Escudier, P. (1994) TOPEX/POSÉÏDON mission overview. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24369-24381.

Garnier, V. and Schopp, R. (1999) Wind forcing and mesoscale activity along the Gulf Stream and the North Atlantic current. Journal of Geophysical Research, vol. 104, n° C8, p. 18.087-18.110.

Garzoli, S.L., Goni, G.L. Mariano, A.J. and Olson, D.B. (1997) Monitoring the upper southeastern Atlantic transports using altimeter data. Journal of Marine Research, vol. 55, p. 453-481.

Gaspar, P., Ogor, F., LeTraon, P.Y. and Zanife, O.Z. (1994) Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSÉÏDON altimeters from crossover differences. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24981-24994.

Goni, G.J., Kamholz, S., Garzoli, S.L. and Olson, D. (1996) Dynamics of the Brazil/Malvinas Confluence based on inverted echo sounders and altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 101, p. 16273-16289.

Goni, G.J., Garzoli, S.L., Olson, D. and Brown, O. (1997) Agulhas ring dynamics from TOPEX/POSÉÏDON satellite altimeter data. Journal of Marine Research, vol. 55, p. 861-883.

Gründlingh, M.L. (1995) Tracking eddies in the southeast Atlantic and southwest Indian oceans with TOPEX/POSÉÏDON. Journal of Geophysical Research, vol. 100, nº C12, p. 24977-24986.

Hansen, D.V. and Maul, G.A. (1991) Anticyclonic current rings in the eastern tropical Pacific ocean. Journal of Geophysical Research, vol. 96, nº C4, p. 6965-6979.

Hearn, C.G. (2003) Tracks in the sea: Matthew Fontaine Maury and the mapping of the oceans. International Marine/Ragged Mountain Press, Camden, 288 p.

Hernandez, F., LeTraon, P.Y. and Morrow, R. (1995) Mapping mesocale variability of the Azores Current using

TOPEX/POSÉÏDON and ERS1 altimetry together with hydrographic and lagrangian measurements. Journal of Geophysical Research, vol. 100, nº C12, p. 24995-24006.

Hernandez, F. and LeTraon, P.Y. (1999) Variability of the Canary basin circulation from satellite altimetry. Rapport final du projet européen CANIGO (*CANary Islands Azores Gibraltar Observations*) (MAS3-CT96-0060), Universität Bremen, Bremen (Allemagne), p. 45-55.

Heywood, K.J., McDonagh, E.L. and White, M.A. (1994) Eddy Kinetic Energy of the North Atlantic subpolar gyre from satellite altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C11, p. 22525-22539.

Imawaki, S. and Uchida, H. (1997) Time series of the Kurushio transport derived from field observations and altimetry data. International WOCE Newsletter, vol. 25, p. 15-18.

Imel, D.A. (1994) Evaluation of the TOPEX/POSÉÏDON dual-frequency ionosphere correction. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24895-24906.

Ji, M., Reynolds, R.W. and Berhinger, D.W. (2000) Use of TOPEX/POSÉÏDON sea level data for ocean analysis and ENSO predictions: some preliminary results. Journal of Climate, vol. 13, p. 216-231.

Kelly, K.A. and Gille, S.T. (1990) Gulf Stream surface transport and statistics at 69°W from the GEOSAT altimeter. Journal of Geophysical Research, vol. 95, p. 3149-3161.

Kelly, K.A., Beardsley, R.C., Limeburner, R., Brink, K.H., Paduan, J.D. and Cherekin, T.K. (1998) Variability of the near surface eddy kinetic energy in the Californian Current based on altimetric, drifter, and moored current data. Journal of Geophysical Research, vol. 103, p. 13067-13084.

Kelly, K.A., Singh, S. and Huang, R.X. (1999) Seasonal variations of sea surface height in the Gulf Stream region. Journal of Physical Oceanography, vol. 29, 313-327.

Killworth, P.D. and Blundell, J.R. (1999) The effect of bottom topography on the speed of long extratropical planetary waves. Journal of Physical Oceanography, vol. 29, p. 2689-2710.

Kuragano, T. and Kamchi, M. (2000) Global statistical space-time scales of oceanic variability estimated from the TOPEX/POSÉÏDON altimeter data. Journal of Geophysical Research, vol. 105, p. 955-974.

LeProvost, C., Genco, M.L., Lyard, F., Vincent, P. and Canceil, P. (1994) Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24777-24797.

LeTraon, P.Y., Rouquet, M.C. and Boissier, C. (1990) Spatial Scales of mesoscale variability in the North Atlantic as deduced from GEOSAT data. Journal of Geophysical Research, vol. 95, nº C11, p. 267-285.

LeTraon, P.Y. and Minster, J.F. (1993) Sea level variability and semi annual Rossby waves in the South Atlantic subtropical gyre. Journal of Geophysical Research, vol. 98, nº C7, p. 12315-12326.

LeTraon, P.Y. and F. Ogor, (1998) ERS1/2 orbit improvement using TOPEX/Poséïdon : the 2 cm challenge. Journal of Geophysical Research, vol. 95, p. 8045-8057.

Malardé, J.P., DeMey, P., Périgaud, C. and Minster, J.F. (1987) Observation of long equatorial waves in the Pacific ocean by Seasat altimetry. Journal of Physical Oceanography, vol. 17, p. 2273-2279.

Maury, M.F. (1855) The physical geography of the seas. Dover Phoenix, Mineola, 480 p. (réédition 1963).

Merle, J. and Arnault, S. (1985) Seasonal variability of the surface dynamic topography in the tropical Atlantic ocean. Journal of Marine Research, vol. 43, p. 267-288.

Ménard, Y. (1983) Observations of eddy fields in the northwest Atlantic and northwest Pacific by SEASAT altimeter data. Journal of Geophysical Research, vol. 88, nº C3, p. 1853-1866.

Ménard, Y. (1988) Observing the seasonal variability in the tropical Atlantic ocean from altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 93, p. 13967-13978.

Ménard, Y., Jeansou, E. and Vincent, P. (1994) Calibration of TOPEX/POSÉÏDON altimeters at Lampedusa: additional results at Harvest. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24487-24504.

Miller, L., Cheney, R.E. and Milbert, D. (1986) Sea level time series in the equatorial Pacific from satellite altimetry. Geophysical Research Letter, vol. 13, p. 475-478.

Miller, L., Cheney, R.E. and Douglas, B.C. (1988) GEOSAT altimeter observations of Kelvin waves and the 1986-1987 El Nino. Nature, vol. 239, p. 52-54.

Minster, J.F.,(1994) Les oceans. DOINOS/Flammarion, Paris, 126 p.

Minster, J.F., Brossier, C. and Rogel, P. (1995) Variation of the mean sea level from TOPEX/POSÉÏDON data. Journal of Geophysical Research, vol. 100, nº C12, p. 25153-25161.

Mitchum, G.T. (1994) Comparison of TOPEX sea surface heights and tide gauge sea levels. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24541-24553.

Mitchum, G.T. (1998) Monitoring the stability of satellite altimeters with tide gauges. Journal of Atmospheric Ocean Technology, vol. 15, p. 721-730.

Nerem, S. (1995) Measuring global mean sea level variations using TOPEX/POSÉÏDON altimeter data. Journal of Geophysical Research, vol. 100, nº C12, p. 25135-25151.

Nouël, F., Berthias, J.P., Deleuze, M., Guitart, A., Laudet, P., Piuzzi, A., Pradines, D., Valoze, C., Dejoie, C., Susini, M.F. and Taburiau, D. (1994) Precise Centre National d'Etudes Spatiales orbits for TOPEX/POSÉÏDON : is reaching 2 cm still a challenge ? Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24405-24419.

Périgaud, C. (1987) Apport des données altimétriques de SEASAT à l'étude de la variation océanique en Somalie et dans l'océan Indien tropical. Thèse de doctorat, Université Paris VII, 210 p.

Périgaud, C. and Delecluse, P. (1993) Interannual sea level variations in the tropical Indian ocean from GEOSAT altimeter and shallow water simulations. Journal of Physical Oceanography, vol. 12, p. 1916-1934.

Picaut J., Busalacchi, A.J., McPhaden, M.J., Gourdeau, L., Gonzales, K.I. and Hackert, E.C. (1995) Comparison of coincidental time series of the ocean surface height by satellite altimeter, mooring, and inverted echo sounder. Journal of Geophysical Research, vol. 100, nº C12, p. 25109-25128.

Picaut, J., Masia, F. and DuPenhoat, Y. (1997) An advective-reflective conceptual model for oscillatory nature of ENSO. Science, vol. 277, p. 663-666.

Provost, C. and LeTraon, P.Y. (1993) Spatial and temporal scales in altimetric variability in the Brazil/Malvinas current Confluence region: dominance of the semi-annual period and large spatial scales. Journal of Geophysical Research, vol. 98, p. 18037-18051.

Qiu, B., Miao, W. and Müller, P. (1997) Propagation and decay of forced and free baroclinic Rossby waves in off equatorial oceans. Journal of Physical Oceanography, vol. 27, p. 2405-2417.

Qiu, B. (1995) Variability and energetics of the Kuroshio extensionand its recirculation gyre from the first two year TOPEX data. Journal of Physical Oceanography, vol. 25, p. 1827-1842.

Roemmich, D. and Sutton, P. (1998) The mean and variability of ocean circulation past northern New Zealand : determining the representativeness of hydrographic climatologies. Journal of Geophysical Research, vol. 103, p. 13041-13054.

Ruf, C., Kheim, S., Subramanya, B. and Janssen, M. (1994) TOPEX/POSÉÏDON microwave radiometer performance and in flight calibration. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24915-24926.

Schrama, E.J.O. and Ray, R.D. (1994) A preliminary tidal analysis of TOPEX/POSÉÏDON altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24799-24808.

Schwiderski, E.W. (1980) On charting global ocean tides. Review Geophysical, vol. 18, p. 243-268.

Shum, C.K., Werner, R.A., Sandwell, D.T., Zhang, B.H., Nerem, R.S. and Tapley, B.D. (1990) Variations of global mesoscale

eddy energy observed from GEOSAT. Journal of Geophysical Research, vol. 95, p. 17865-17876.
Stammer, D. and Böning, C.W. (1992) Mesoscale variability in the Atlantic ocean from Geosat altimetry and WOCE high resolution numerical modelling. Journal of Physical Oceanography, vol. 22, p. 732-752.
Stammer, D. and Böning, C.W. (1996) Generation and distribution of mesoscale eddies in the North Atlantic Ocean. *In* W. Krauss (réd.) The warm water sphere of the North Atlantic ocean. Gebruder Borntraeger, Berlin, p. 159-193.
Stammer, D. (1997) Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSÉÏDON altimeter measurements. Journal of Physical Oceanography, vol. 27, p. 1743-1769.
Stammer, D. and Wunsch, C. (1999) Temporal changes in eddy energy of the oceans. Deep Sea Research, vol. 46, p. 77-108.
Strub, P.T. and James, C. (1997) Satellite comparison of eastern boundary currents: resolution of circulation features in coastal oceans. *In* Service hydrographique et océanographique de la marine (réd.) Proceedings of TOPEX/POSÉÏDON SWT Meeting, 1997, Biarritz (France).
Tai, C.K., White, W. and Pazan, S. (1989) GEOSAT crossover analysis in the tropical Pacific; 2 - Verification analysis of altimetric sea level maps with expendable bathythermograph and island sea level data. Journal of Geophysical Research, vol. 94, nº C1, p. 897-908.
Tai, C.K. and White, W.B. (1990) Eddy variability in the Kuroshio extension as revealed by Geosat altimetry : energy propagation away from the jet, Reynolds stress and seasonal cycle. Journal of Physical Oceanography, vol. 20, nº 11, p. 1761-1777.
Tapley, B.D., Shum, C.K., Ries, J.C., Suter, R. and Schutz, B.E. (1992) Monitoring of changes in global mean sea level using GEOSAT altimeter. *In* P.L. Woodworth, D.T. Pugh, J.G. DeRonde, R.G. Warrick and J. Hannah (réd.) Sea Level Changes : Determination and effects. Geophysical Monograph Series, vol. 69, p. 167-180.
Tapley, B.D., Ruies, J.C., Davis, G.W., Eanes, R.J., Schutz, B.E., Shum, C.K., Watkins, M.M., Marshall, J.A., Nerem, R.S., Putney, B.H., Klosko, S.M., Luthcke, S.B., Pavlis, D., Williamson, R.G. and Zelensky, N.P. (1994) Precision orbit determination for TOPEX/POSÉÏDON. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C12, p. 24383-24405.
Titus, J.G. and Narayanan, V. (1995) The Probability of Sea Level Rise. U.S. Environmental Protection Agency, Washington, D.C., Report1 EPA 230-R95-008, 86 p.
Trenberth, K.E. and Olson, J.G. (1988a) Intercomparison of NMC and ECMWF global analysis : 1980-1986. NCAR Technical Note, NCAR/TN-301 STR, Boulder (Colorado), 81 p.
Trenberth, K.E. and Olson, J.G. (1988b) An evaluation and intercomparison of global analysis from the National Meteorological Center and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 69, p. 1047-1057.
Verstraete, J.M. and Park, Y. (1995) Comparison of TOPEX/POSÉÏDON altimetry and in situ sea level data at São Tomé island, Gulf of Guinea. Journal of Geophysical Research, vol. 100, nº C12, p. 25129-25134.
Vivier, F. and Provost, C. (1999) Volume transport of the Malvinas current. Can the flow be monitored by TOPEX/POSÉÏDON. Journal of Geophysical Research, vol. 104, p. 21105-21122.
Voituriez, B. (2003) Les humeurs de l'Océan. Effets sur le climat et les ressources vivantes. Collection Commission Océanographique Internationale Forum Océans n° 4, Éditions Unesco, Paris, 128 p.
Wagner, C.A. and Cheney, R.E. (1992) Global sea level change from satellite altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 97, p. 15607-15615.
Walker, G.T. (1923) Correlation in seasonal variation of weather; VIII - A preliminary study if world weather. Memoirs of the Indian Meteorological Department, vol. 24, n°9, p. 75-131.
Wang, L. and Koblinski, C.J. (1995) Low frequency variability in regions of the Kuroshio extension and the Gulf Stream. Journal of Geophysical Research, vol. 100, p. 18313-18331.
Wang, L., Koblinski, C.J. and Howden, S. (1998) Annual and intraannual sea level variability in the region of the Kuroshio extension from TOPEX/POSÉÏDON and GEOSAT altimetry. Journal of Physical Oceanography, vol. 28, p. 692-711.
White, W.B., Chao, Y. and Taï, C.K. (1998) Coupling of biennal oceanic Rossby waves with the overlying atmosphere in the Pacific basin. Journal of Physical Oceanography, vol. 28, p. 1236-1251.
Whitfield, P. (1996) The charting of the Oceans: Ten centuries of maritime maps. Pomegranate, San Francisco, 144 p.
Willebrand, J., Käse, R.H., Stammer, D., Hinrichsen, H.H. and Krauss, W. (1990) Verification of GEOSAT sea surface topography in the Gulf Stream extension with surface drifting buoys and hydrographic measurements. Journal of Geophysical Research, vol. 95, nº C3, p. 3007-3014.
Witter, D.L. and Gordon, A.L. (1999) Interannual variability of the South Atlantic circulation from four years of TOPEX/POSÉÏDON altimeter observations. Journal of Geophysical Research, vol. 104, p. 20885-20910.
Wyrtki, K. and Mitchum, G. (1990) Interannual differences of GEOSAT altimeter heights and sea level : The importance of a datum. Journal of Geophysical Research, vol. 95, nº C3, p. 2969-2975.
Wunsch, K. and Stammer, D. (1995) The global frequency-wave number spectrum of ocean variability estimated from TOPEX/POSEIDON altimetric measurements. Journal of Geophysical Research, vol. 100, p. 24895-24910.
Zlotnicki, V., Fu, L.L. and Patzert, W. (1989) Seasonal variability in a global sea level observed with GEOSAT altimetry. Journal of Geophysical Research, vol. 94, p. 17959-17969.
Zlotnicki, V. (1991) Sea level differences across the Gulf Stream and Kuroshio extension. Journal of Physical Oceanography, vol. 21, p. 599-609.

Annexe : Liste des notations utilisées dans le texte

f : paramètre de Coriolis (f = _y)
G : hauteur du géoïde par rapport à un ellipsoïde de référence
g : champ de gravité local
H : position du satellite sur son orbite
$H_{1/3}$: état de la mer
h : distance mesurée entre le satellite et la surface de la mer
k,l : nombres d'onde
p : pression
R : rayon de Rossby
U : composante zonale moyenne de la vitesse horizontale
V : composante méridienne moyenne de la vitesse horizontale
u : composante zonale de la vitesse horizontale
v : composante méridienne de la vitesse horizontale
u' : anomalie de la composante zonale de la vitesse horizontale par rapport à sa moyenne U
v' : anomalie de la composante méridienne de la vitesse horizontale par rapport à sa moyenne V
w : fréquence
_ : densité de l'eau
__ : niveau de la mer altimétrique (topographie dynamique)