



**HAL**  
open science

# Ondes internes océaniques et couches homogènes en océan profond

Louis Gostiaux, Hans van Haren

► **To cite this version:**

Louis Gostiaux, Hans van Haren. Ondes internes océaniques et couches homogènes en océan profond. CFM 2009 - 19ème Congrès Français de Mécanique, Aug 2009, Marseille, France. hal-03391482

**HAL Id: hal-03391482**

**<https://hal.science/hal-03391482>**

Submitted on 21 Oct 2021

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# Ondes internes océaniques et couches homogènes en océan profond

L. GOSTIAUX<sup>a</sup>, H. VAN HAREN<sup>b</sup>

*a. Laboratoire des Écoulements Géophysiques et Industriels (LEGI), Grenoble*

*b. Netherlands Institute for Sea Research (Royal NIOZ), Texel, Netherlands*

## Résumé :

*Nous présentons une série temporelle de température d'un an et demi échantillonnée à 1Hz par 54 capteurs indépendants (NIOZ3) répartis tous les 2.5m entre 1350m et 1450m de profondeur au milieu du bassin des Canaries. La stratification en température présente des couches alternativement homogènes et fortement stratifiées advectées par les ondes internes de marée (M2) et de fréquence N. Des spectres de vitesse verticale sont extraits de cet enregistrement par corrélation et discutés.*

## Abstract :

*We present a 1.5 years long record of temperature by 54 (NIOZ3) sensors stiffly moored between 1350m and 1450m in the Canary Basin. The background stratification shows alternatively homogeneous and stratified layers that are advected by the internal buoyant and (M2) tidal waves. Vertical velocity spectrum are computed through intercorrelations and discussed in the present communication.*

**Mots clefs :** ondes internes, fluides stratifiés

## 1 Introduction

La stratification de l'océan profond altère profondément sa réponse dynamique aux sollicitations provenant de la marée et des perturbations meso-échelle. Les ondes internes, pouvant se propager sur une gamme de fréquence allant du paramètre local de Coriolis  $f$  à la pulsation de Brunt-Väisälä  $N$ , dominent les spectres de vitesse verticale jusqu'aux échelles de la turbulence à laquelle elles contribuent par leur déferlement. Pour étudier ces ondes, des capteurs de température ont été spécialement conçus au NIOZ (Texel, Pays-Bas) pour résoudre à la fois les petites échelles de temps et d'espace, tout en permettant l'acquisition de longues séries temporelles [1]. Les capteurs NIOZ3 enregistrent la température à 1Hz, avec une précision de 1mK, et une autonomie de plus d'un an. Au nombre de 100, ils peuvent être placés sur une ligne de mouillage aussi proches que souhaité, et restent synchronisés grâce à un système inductif ([www.nioz-hst.com](http://www.nioz-hst.com)).

Nous avons déployé 54 de ces capteurs dans le bassin des Canaries, régulièrement espacés tous les 2.5m entre 1350 et 1450m, pour une profondeur totale de 5000m. Cette zone de l'Océan Atlantique est régulièrement occupée par des Meddies, masses d'eau chaude et salée provenant de la Méditerranée et tournant sur elles mêmes entre deux eaux. Les profils de température y sont donc particulièrement complexes, et les échanges entre les couches de différentes salinités et températures (donc de différentes densités) encore mal compris. Les capteurs ont échantillonné la température à 1Hz entre juin 2006 et le novembre 2007, et offrent une vision de la dynamique des ondes internes profondes tout à fait saisissante.

## 2 Instrumentation

Nous avons déployé le 10/06/2006 un mouillage de 4000m de long à 33°00.0N de latitude et 22°24.41W de longitude. Cette zone du bassin des Canaries est éloignée de toute topographie isolée, ce qui nous permet d'observer un champ d'ondes internes fortement intermittent résultat de l'interaction de nombreuses ondes émises à différents endroits et à différents moments. Dans la bouée supérieure de ce mouillage, un Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) de 75kHz pointant vers le bas permet d'obtenir les trois composantes du champ de vitesses sur un profil vertical allant de 1400 à 1900m, à une fréquence d'échantillonnage de 30 min. Cette zone recouvre entièrement les positions des 54 capteurs NIOZ3 que nous avons également répartis tous les 2.5m entre les profondeurs 1390 et 1500m.

Ces capteurs sont constitués d'un thermistor encapsulé dans une boule en verre de 1mm de diamètre en contact direct avec l'eau de mer, relié à une électronique (pont de Wien et oscillateur à cristal) permettant de digitaliser le signal de température avec une résolution de l'ordre d'une dizaine de  $\mu$ K. La calibration des 54 capteurs (tous indépendants) permet de résoudre de manière absolue d'un capteur à l'autre des fluctuations de températures

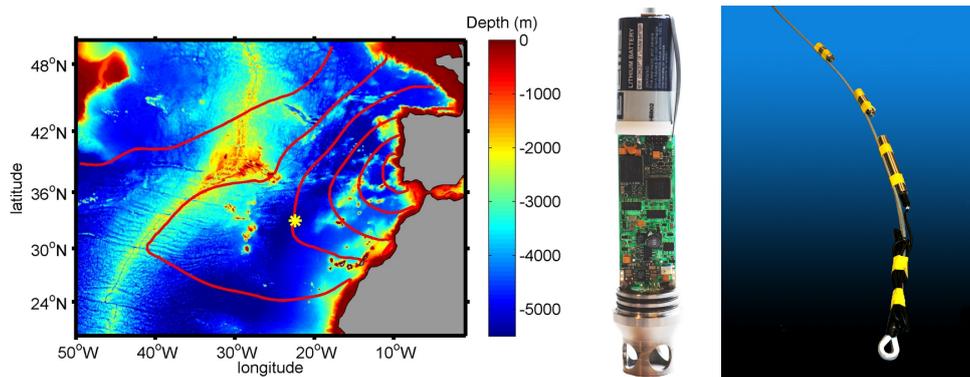


FIGURE 1 – De gauche à droite : localisation du mouillage sur la bathymétrie de Smith & Sandwell. Sont superposés en rouge les contours de salinité à 1400m montrant la pénétration (moyenne annuelle) des eaux salées de la Méditerranée dans l'Atlantique Nord. Photo du capteur NIOZ3, et de sa configuration déployée sur une ligne de mouillage.

inférieures à  $1mK$ . Au cours des un an et demi d'enregistrement, les plus fortes dérives observées ne dépassent pas  $50mK$  et peuvent être corrigées avec fiabilité. Elles sont probablement dues aux influences de la pression sur les thermistors, et devraient être négligeables dans la version 4 du capteur en cours de développement au NIOZ.

Le déplacement du mouillage dû aux courants est fortement réduit par le choix des bouées de flottaison, dont la forme et la forte poussée réduisent les mouvements verticaux à moins de 1m d'amplitude. Ces éventuelles variations sont en tout état de cause lentes au regard des ondes internes que nous souhaitons mesurer.

### 3 Résultats

L'ensemble des données collectées (8Gb) est a priori difficile à appréhender dans sa totalité, compte tenu de son étendue dynamique temporelle (allant de la seconde à l'année) ainsi que spatiale. Le signal présente en effet une forte variabilité temporelle aux différentes échelles, et la corrélation entre les capteurs à différentes profondeurs dépend également de la fréquence d'observation, résultant d'interactions nonlinéaires entre les ondes de modes supérieurs, ainsi que des structures de petite échelle du signal de température. Nous montrerons ici différents aspects de ces variabilités.

#### 3.1 Vue d'ensemble des données

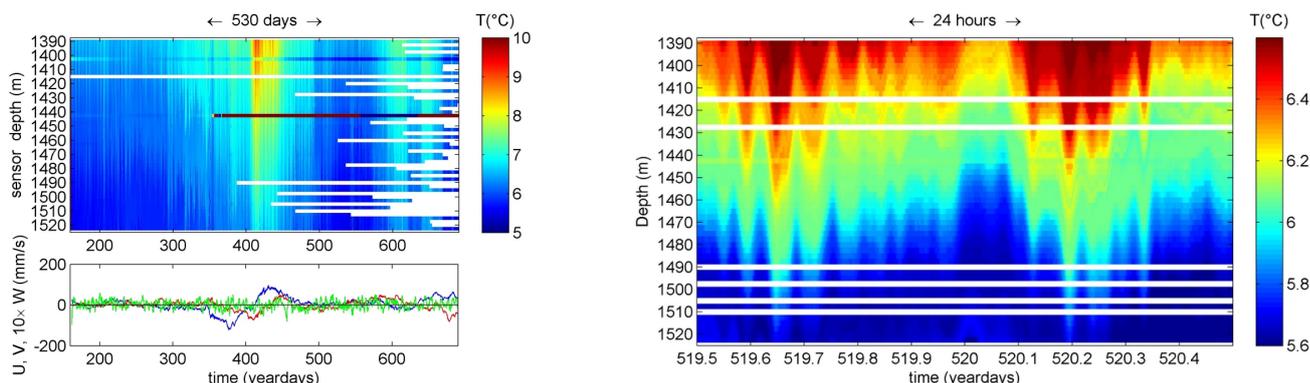


FIGURE 2 – Diagrammes espace-temps du profil vertical de température. A gauche, la série temporelle complète, avec en-dessous le signal basse fréquence de vitesse horizontale (bleu=Est, rouge=Nord) et verticale (vert). A droite une fenêtre de 24 heures montrant les ondes de marée (M2, période 12.42 heures) et les ondes à la fréquence de Brunt-Väisälä (période typique d'une heure).

La figure 2 présente l'ensemble des 54 signaux de température des différents capteurs dans leur totalité. Afin de ne pas altérer les données, nous rééchantillonons notre signal de manière à ne tracer que 1000 points par capteur (selon l'horizontale) dans chaque figure. Typiquement, pour une gamme d'échelle de temps de 550 jours, cela signifie que seulement un point sur 40000 est utilisé pour obtenir cette figure. Cette technique évite

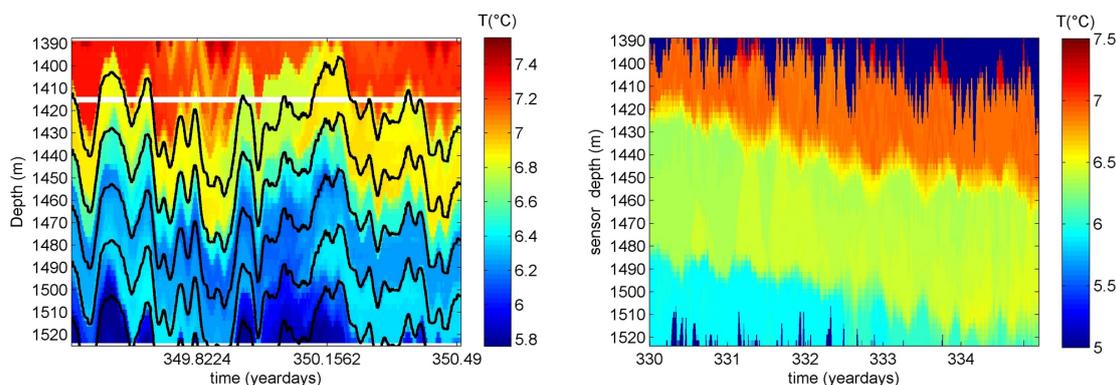


FIGURE 3 – Superposition du champ de température et de l'élévation verticale cohérente calculée en maximisant la corrélation entre le profil au temps  $t$  et le profil au temps  $t + dt$  pour une élévation  $dz$  ( $dt = 30s$ )

d'introduire un lissage, et s'avère très efficace pour traiter de telles données. Après avoir appliqué la loi de calibration en température propre à chaque capteur, une correction d'ordre 0 est appliquée pour compenser les éventuelles dérives, en faisant l'hypothèse que le profil de température moyenné dans le temps ne doit pas présenter de discontinuité. Ce dernier est donc approximé par un polynôme de degré 7 (pour 54 points), et le profil obtenu permet de corriger les capteurs un à un. Cette correction est effectuée sur les données échantillonnées, car elle peut varier avec le temps. Elle s'avère efficace dès lors que la série temporelle de température étudiée a été naturellement lissée par les ondes et la turbulence. Lorsque l'on étudie une fenêtre temporelle plus petite (quelques heures), alors la correction est effectuée au préalable sur un profil moyen calculé sur une fenêtre de 24 heures. Ceci permet d'obtenir une précision relative entre les différents capteurs indépendants inférieure à 1 mK.

La fiabilité des capteurs, dont ce fut ici le premier déploiement sur une période longue, est démontrée par la figure 2. Sur 54 capteurs, un seul n'a pas fonctionné, et un seul a vu son signal se détériorer après 6 mois d'enregistrement. 22 capteurs ont enregistré correctement la température pendant un an et demi, et les 30 capteurs restants ont présenté une perte de signal lorsque leur batterie fut devenue trop faible, suite à une perte de masse dans le circuit électrique maintenant corrigée. Les batteries utilisées sont simplement une seule pile alcaline LR14 par capteur, ce qui sous-entend une économie drastique de la consommation d'énergie dans le circuit.

L'enregistrement de température présente une élévation de température de  $10^{\circ}\text{C}$  au début de l'année 2007, s'étalant en réalité sur une période de 6 mois. Au vu du signal de vitesse mesuré par l'ADCP moyenné sur la hauteur active de la chaîne de thermistors, nous sommes en présence d'un écoulement tournant, le vecteur de vitesse pointant successivement vers les directions O - S - E - N. Il s'agit vraisemblablement du passage d'un meddy, masse d'eau salée et chaude en provenance de la méditerranée et se déplaçant en tournant entre deux eaux à travers l'Atlantique. Si ce meddy se déplace du Nord au Sud, il est alors bien anticyclonique [2]. Le passage du meddy influence fortement la répartition selon la verticale de la température, qui présente notamment des couches fortement homogènes (double diffusion ?) aux abords du meddy. Cependant, le champ d'ondes internes est a priori peu influencé par ces modifications.

### 3.2 Ondes internes

Tout au long de notre enregistrement, le champ de température est modulé par les mouvements verticaux associés aux ondes internes. Les ondes gravito-inertielles peuvent se propager à une fréquence allant du paramètre de Coriolis  $f = 1.09\text{cpd}$  à la pulsation de Brunt-Väisälä  $N \simeq 26\text{cpd}$ . Cette valeur de la fréquence de coupure haute dépend de l'échelle verticale à laquelle elle est calculée, sa variance diminuant avec l'échelle utilisée. La valeur maximale de  $N$  mesurée sur un profil CTD aux petites échelle peut atteindre deux fois sa valeur moyenne. Les oscillations à la fréquence de la marée  $M2$  et aux hautes fréquences proches de  $N$  dominent notre signal (voir figure 2).

De telles données ne permettent pas de suivre des isothermes sur un an et demi pour en extraire le déplacement vertical. En effet, les retournements ou les inversions de températures compensées par la salinité rendent cette méthode inefficace. Nous avons mis au point une technique de corrélation entre les profils verticaux de température aux temps  $t$  et  $t + dt$  qui permet d'extraire le déplacement vertical cohérent des isothermes, c'est à dire de s'affranchir des modes supérieurs ou de la contamination par les structures fines. Sur la figure 3 est superposé le champ de température et l'élévation cohérente mesurée (répétée ici plusieurs fois pour plus de lisibilité).

Cette technique permet de résoudre des vitesses verticales de l'ordre de quelques fractions de mm/s, avec un niveau de bruit bien inférieur aux mesures acoustiques. En revanche seuls les signaux cohérents d'ondes internes participent à cette mesure. Ceci sera particulièrement intéressant pour l'analyse spectrale.

A partir de cette série temporelle d'élévation, il est alors possible de "redresser" le signal pour mieux observer

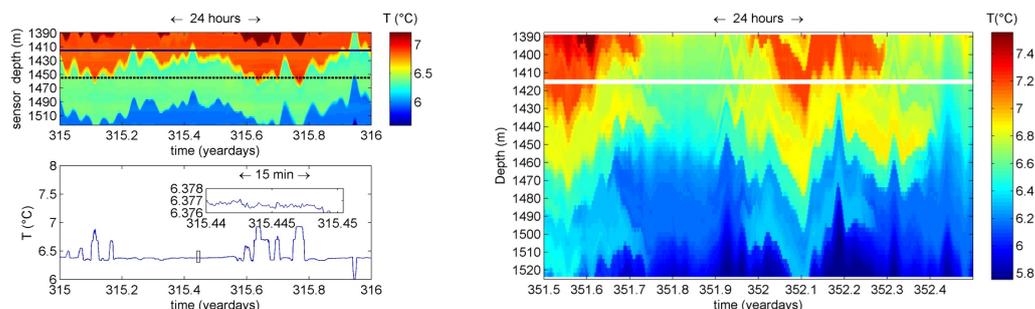


FIGURE 4 – Exemples de structures fines de température générant des hautes fréquences dans le signal d’un capteur isolé. A gauche, exemple de structuration du profil vertical en couches extrêmement homogènes (1mK) et du signal de température du capteur représenté par une ligne en tirets. Le signal est très différent de l’élévation moyenne des isothermes. A droite, advection d’une intrusion (anomalie de température vraisemblablement de salinité) aussi bien selon la verticale par les ondes, que selon l’horizontale (la même structure apparaît en miroir suite au flux et au reflux de la marée barotrope).

les mouvements non cohérents des isothermes[3]. Ceci permet notamment d’observer des modes 2 d’ondes internes, autrement difficiles à isoler dans le continuum du mode 1. La figure 3 montre (à droite) un exemple de modes supérieurs, dont le processus de génération reste encore à établir.

### 3.3 Structures fines : advection et turbulence ?

De nombreuses questions restent en suspens sur ce qu’il reste du signal lorsque l’on s’affranchit des mouvements cohérents sur la verticale. Sur la figure 3, on voit clairement que certains écoulements à plus petite échelle ne peuvent être représentés par l’élévation cohérente des isothermes. Bien entendu, ceci pose la question du transfert d’énergie entre les ondes et la turbulence, toujours difficile à évaluer. Nos données ne nous permettent pas de remonter à la densité et donc à une énergie potentielle (disponible après triage par exemple), car les variations de densité dues à la température peuvent être compensées par la salinité. Une inversion de température dans notre enregistrement ne signifie pas forcément une inversion de la stratification.

Il est donc délicat d’interpréter tout ce qui n’est pas une onde de mode 1 comme des nonlinéarités ou de la turbulence. En effet, l’advection de structures fines de températures (intrusions, double diffusion, digitations, etc.) par les ondes crée artificiellement des hautes fréquences dans le signal de température qui ne peut être utilisée directement pour estimer les vitesses verticales (suivant la relation  $w = (dT/dt)/(dT/dz)$ ).

La figure 4 montre deux exemples où le signal de température n’est pas une représentation fiable des déplacements du fluide, soit à cause de fortes variabilités de la stratification (à gauche) ou de la présence d’intrusions advectées horizontalement produisant artificiellement une vitesse verticale (à droite).

### 3.4 Analyse spectrale

L’analyse spectrale permet de quantifier les observations qualitatives faites à partir des diagrammes espace-temps. Le spectre de la vitesse verticale évaluée à partir du déplacement cohérent des isothermes est très clairement coupé au-delà des valeurs maximales de  $N$ , alors que lorsque la dérivée temporelle de la température d’un seul capteur est utilisée, la contamination par les structures fines domine à haute fréquence [3]. Lorsque l’on observe les spectres de cohérence entre deux capteurs, il est surprenant de retrouver une cohérence autour de  $2N$ , associée à un changement de phase de  $\pi$ . Il s’agit peut-être de modes supérieurs excités lors des maxima de cisaillement de l’onde [4].

## 4 Conclusions

La sensibilité et les capacités d’échantillonnage des capteurs NIOZ3 permettent de mesurer dans un même enregistrement les variations de températures dues aux passages de grandes structures (meddies), aux ondes (marée et fréquence de Brunt-Väisälä) ainsi qu’aux structures fines et à la turbulence. Ces données, d’une qualité exceptionnelle, permettent d’étudier différents aspects des ondes internes océaniques : intermittence, transfert nonlinéaire, interaction avec la structure fine. Nous extrayons un signal cohérent de déplacement vertical par une méthode de corrélation, afin d’isoler le mouvement purement ondulatoire des écoulements de plus haute fréquence spatiale ou temporelle. L’étude détaillée du transfert aux modes supérieurs à partir de ces données est en cours.

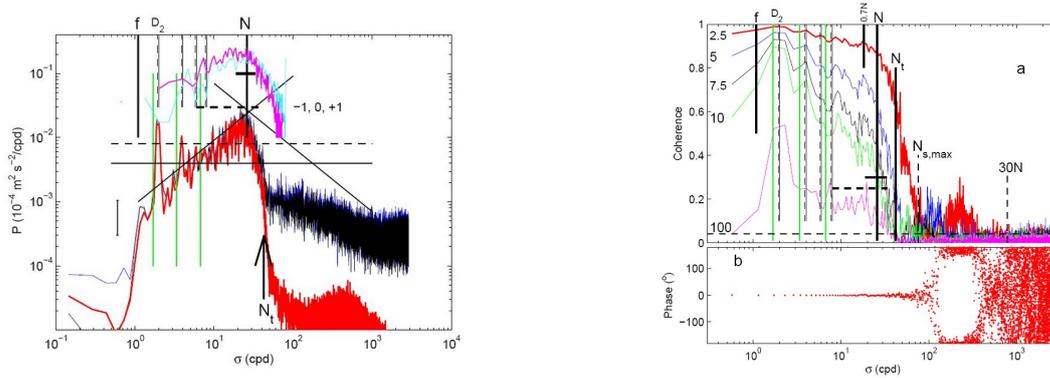


FIGURE 5 – Spectres de vitesse verticale obtenus à partir du signal cohérent de densité (rouge) et de la dérivée temporelle de la température (noir). En bleu clair et violet, la distribution de  $N$  estimée à partir d'un profil CTD pris au début et à la fin de l'enregistrement. Les lignes verticales représentent les différents termes de marée, les droites de pente -1, 0 et 1 sont également tracées. A droite, les spectres de cohérence entre deux capteurs séparés de 2.5, 5, 7.5, 10 et 100m, ainsi que la phase pour  $dz=2.5m$ .

## Références

- [1] van Haren R. G. M. L., H. and Koster B. A fast and accurate thermistor string. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 256–265, 2001.
- [2] Richardson P., Bower A., and Zenk W. A census of meddies tracked by floats. *Progress in Oceanography*, 45, 209–250, 2000.
- [3] van Haren H. and Gostiaux L. High-resolution open-ocean temperature spectra. *J. Geophys. Res.*, in press., 2009.
- [4] van Haren H. and Gostiaux L. Mode-2 double-frequency motions coupled to internal waves near the buoyancy frequency in the deep ocean. in prep.