

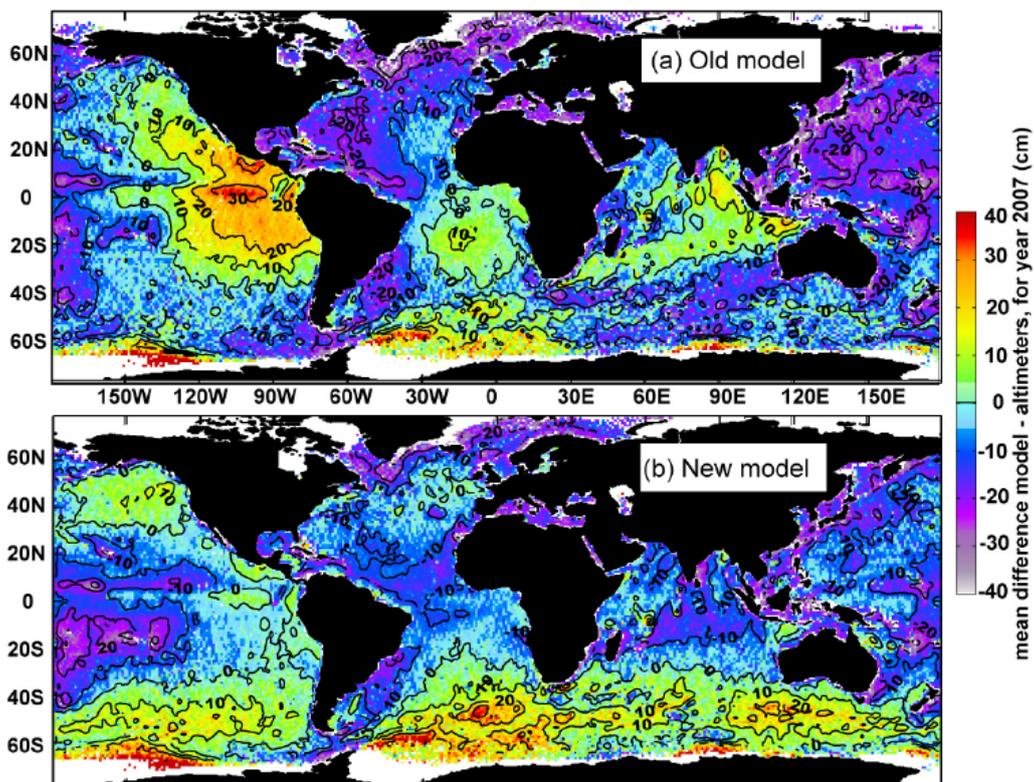
MASTER 2 PHYSIQUE ET MÉCANIQUE DES MILIEUX CONTINUS

OPTION PHYSIQUE OCÉAN ATMOSPHÈRE

UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE, BREST

# VALIDATION DES ÉTATS DE MER EN TERMES DE PENTES DE LA SURFACE

Hamon Mathieu



Carte de biais en Hauteur significative des vagues pour les paramétrages BAJ (a) et ACC 332 (b) du code WAVEWATCH III. Données combinées des observations de JASON, ENVISAT et GEOSAT sur l'année 2007.

Avril-juin 2008

Stage de Master 2 encadré par Fabrice Ardhuin et Bertrand Chapron

Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest

## **Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Ifremer, Plouzané**

### **Remerciements**

Je voudrais remercier Fabrice Ardhuin et Bertrand Chapron qui m'ont guidé pour cette étude et qui m'ont donné l'occasion de découvrir ce domaine de l'océanographie moderne. Merci également à Rudy Magne et à mes collègues Jean-François Filipot, Florent Birrien et Romain Cancouet qui ont su m'aider lorsque j'ai rencontré des difficultés techniques et à Yves Quilfen pour m'avoir consacré du temps et fournit les données JASON.

# Sommaire

---

## Introduction

### 1° WAVEWATCH III

#### 1.1 Equation de propagation

#### 1.2 Les termes sources

*Génération par le vent*

*Interactions non linéaires*

*Terme de dissipation*

#### 1.3 Les tests

### 2° Analyse des différents paramétrages

#### 2.1 Introduction des outils de comparaison

#### 2.2 Comparaison des paramétrages BAJ et ACC 332

### 3° Validation du modèle par les données *in situ*

#### 3.1 Les bouées

#### 3.2 L'altimètre JASON

*Généralités*

*Résultats*

## Conclusion

## Introduction

La modélisation numérique est bien sûr utilisée dans la prédiction de phénomènes physiques comme la météorologie qui nous concerne dans la vie de tous les jours, mais c'est également un formidable outil aidant les chercheurs à comprendre certains phénomènes complexes. Dans le domaine de l'océanographie, la formation des vagues par le vent et leur dissipation, ont des mécanismes encore mal connus aujourd'hui ce qui limite la précision des modèles de calcul de l'état de la mer. Les progrès en modélisation de ces vingt dernières années, ont permis de mettre au point des modèles capables notamment de décrire l'état de la mer, c'est -à-dire mettre à disposition des scientifiques des jeux de données, qu'il est possible de comparer aux mesures *in situ*. Cette comparaison est une étape primordiale dans la validation des modèles numériques car les erreurs observées sont pas à pas corrigées afin d'approcher au plus près de la réalité et ainsi permet de comprendre quels sont les processus physiques prépondérants.

L'objectif de ce stage est dans un premier temps, de comprendre et de décrire le fonctionnement des différents paramétrages du modèle de vague WAVEWATCH III, les équations complexes gouvernant la génération et la dissipation des vagues, puis d'observer ses limites en le comparant d'abord à des données de bouées et enfin à l'altimètre JASON. Pour cela, nous avons principalement axé nos réflexions sur l'analyse de la mss (mean square slope) qui est la variance des pentes de la surface, très bon indicateur de la dynamique des vagues de hautes fréquences, mesurée en routine par les altimètres mais encore très peu exploitée dans la recherche.

D'autre part, l'interprétation de la variation de la mss et sa modélisation est indispensable pour l'analyse des mesures radiométriques, comme l'estimation de la salinité de surface, l'interprétation de la température de brillance (qui sont des fonctions de la mss) par la mission SMOS, des mesures diffusiométriques (mesure du vent), altimétriques (biais d'état de mer) ou encore courantométrique (analyse du signal Doppler sur l'instrument ASAR par exemple). L'étude de la mss est donc essentielle pour améliorer l'ensemble des techniques de mesure spatiale de l'océan et elle constituera sans doute l'axe principal des recherches dans l'océanographie spatiale dans les prochaines décennies.

## 1° WAVEWATCH III

Le code WAVEWATCH III (WW3) est un environnement de modélisation des états de mer développé par le NCEP (National Center for Environmental Prediction) aux Etats Unis, en partenariat avec entre autres, la société Alkyan, le SHOM et le NRL. WW3 est typiquement mis en œuvre avec une résolution globale de l'ordre du  $\frac{1}{2}$  degrés, avec certains raffinements à des endroits spécifiques du globe, comme en Méditerranée ou encore à l'approche des côtes. Le modèle intègre l'équation connue d'évolution de l'énergie des vagues tout en rajoutant des termes sources de génération par le vent, d'interaction due aux non linéarités et bien sûr, la dissipation. Ce dernier est relativement mal connu et cause de nombreuses erreurs dans la prédiction des états de mer.

### 1.1 Equation de propagation

Les vagues et de manière plus générale, la forme de la surface de la mer est dominée par des phénomènes aléatoires, l'analyse spectrale est donc un des outils pratiques pour représenter le comportement de la surface océanique. Il est alors possible de décomposer les phénomènes en différentes composantes, en différentes longueurs d'onde et direction.

En général, les échelles environnementales permettent de valider l'utilisation la théorie linéaire donnant l'équation de dispersion suivante et la relation de Doppler reliant les paramètres de phase

$$\sigma^2 = gk \tan kd \quad (1)$$

$$\omega = \sigma + k \cdot U \quad (2)$$

Où  $d$  est la profondeur moyenne et  $\mathbf{U}$  est le courant moyen.

La lente variation de profondeur et des courants dans l'océan implique que la diffraction des vagues peut-être négligée et nous avons alors la relation de conservation de nombre de crêtes (Phillips, 1977 ; Mei, 1983)

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \nabla \omega = 0 \quad (3)$$

Dans le cas des ondes monochromatiques, l'amplitude est décrite par l'énergie des vagues, mais pour des vagues aléatoires, on utilise la variance de densité spectrale  $F(\mathbf{k}, \sigma; \mathbf{x}, t)$  dépendant de tous les paramètres de phases de l'espace et du temps, que l'on peut exprimer également comme  $F(k, \theta)$  en vertu des

équations précédentes. Cependant on préférera utiliser l'action de densité spectrale ( $N(k, \theta) = F(k, \theta) / \sigma$ ) plutôt que la variance d'énergie car en présence de courants, seule l'action est conservée (Whitham, 1965 ; Bretherton and Garret, 1968) alors que l'énergie est échangée entre vagues et courant. On décrit la propagation des vagues par l'équation suivante

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S}{\sigma} \quad (4)$$

Où  $D/Dt$  est la dérivée totale suivant un d'onde au cours de sa propagation et  $S$  les termes sources.

## 1.2 Les terme sources

Le terme source  $S$  évoqué dans l'équation précédente peut-être décomposé en trois parties distinctes, un terme de génération  $S_{in}$  qui représente le forçage par le vent,  $S_{nl}$  qui représente le transfert d'énergie par les effets non linéaires et  $S_{ds}$ , la dissipation. On dit que l'état de mer est pleinement développé lorsque la somme de ces termes est égale à zéro.

$$S = S_{\dot{c}} + S_{nl} + S_{ds} \quad (5)$$

Egalement présents, des termes d'interactions au fond et de déferlement dans le cas de très faibles hauteurs d'eau, cependant nous nous concentrerons uniquement sur la description des trois termes dominants.

Plusieurs paramétrages des termes sources sont envisageables d'après plusieurs théories (WAM-1-3 basés sur les travaux de Snyder et al (1981) et Komen et al (1984); WAM-4 d'après la théorie de croissance des vagues de Miles (1957), modifié puis paramétré par Jansen (1984, 1991)) mais c'est sur deux paramétrages particuliers que s'est effectué nos études : BAJ (Bidlot et al, 2005) et ACC (Ardhuin Collard Chapron, 2008)

### *Génération par le vent*

Seule, l'instabilité de Kelvin-Helmholtz ne permet pas d'expliquer raisonnablement les observations du taux de croissance des vagues, le terme  $S_{in}$  représente le flux d'énergie entre le vent et les vagues causé par l'effet combiné de la fluctuation de pression à la surface de la mer en phase avec la pente des vagues et des variations de tensions de cisaillement en phase avec la vitesse orbitale.

Dans le paramétrage BAJ, seules les corrélations pression-pente sont prises en compte et paramétrées suivant

$$S_{\dot{\zeta}}(k, \theta) = \frac{\rho_a}{\rho_w} \frac{\beta_{max}}{\kappa^2} e^Z Z^4 \frac{u_{\dot{\zeta}}^2}{C^2} \cos^2(\theta - \theta_u) \sigma N(k, \theta) \quad (6)$$

Avec  $\rho_a$  et  $\rho_w$  les densités de l'air et de l'eau,  $\beta_{max}$  un paramètre de croissance sans dimension,  $\kappa$  la constante de von Kármán,  $Z$  est défini comme

$$Z = \log(k z_1) + \kappa / [\cos(\theta - \theta_u) (\frac{u_{\dot{\zeta}}}{C} + z_\alpha)] \quad (7)$$

Dans ACC,  $u_*$  est remplacé dans (6) par  $u'_*$  avec

$$(u_{\dot{\zeta}}^2)' = \dot{\zeta} u_{\dot{\zeta}}^2 (\cos \theta_u, \sin \theta_u) - \dot{\zeta} s_u \sqrt{\int_0^k \int_0^{2\pi} \frac{S_{\dot{\zeta}}(k, \theta)}{C} (\cos \theta, \sin \theta) dk d\theta} \quad (8)$$

Où  $z_1$  représente la rugosité de la surface créée par la tension de vent  $\tau_w$ ,  $z_\alpha$  un paramètre représentant l'âge des vagues et  $u_*$ , la vitesse de friction.

Ici la rugosité est définie avec un paramètre de Charnock (1955)  $\alpha_0$  modifié par la tension supportée par les vagues

$$z_1 = \alpha_0 \frac{\tau}{\sqrt{1 - \tau_w / \tau}} \quad (9)$$

Avec  $\tau = u_{\dot{\zeta}}^2$

Dans le paramétrage ACC, les variations de tension en phase avec la vitesse orbitale ont été rajoutées,  $S_{in}$  s'écrit alors

$$S_{\dot{\zeta}}(k, \theta) = \frac{\rho_a}{\rho_w} \frac{\beta_{max}}{\kappa^2} e^Z Z^4 \frac{u_{\dot{\zeta}}^2}{C^2} \cos^2(\theta - \theta_u) \sigma N(k, \theta) + S_{\dot{\zeta}}^{up}(k, \theta) \quad (10)$$

Avec

$$S_{\dot{\zeta}}^{up} = \frac{-\rho_a}{\rho_w} \left[ 16 f_e \sigma^2 u_{orb} / g \right] \sigma N(k) \quad (11)$$

Et

$$f_e = \gamma f_{e,GM} + \dot{\zeta} \quad (12)$$

Où  $f_{e,GM}$  est le facteur de friction donné par la théorie de Grant et Madsen (1979) sur les couches limites oscillantes et  $\gamma$  un paramètre sans dimension. En

pratique, ce terme induit une dissipation de la houle avec une constante de temps de 2 à 15 jours (Ardhuin et al, 2008).

### *Interactions non linéaires*

Le terme  $S_{nl}$  représente, dans le bilan spectral, le possible échange d'énergie entre les différentes longueurs d'ondes. Dans la théorie non-linéaire, on peut décomposer notre onde en une série de puissance et ainsi obtenir au premier ordre les vagues classiques dites d'Airy et des vagues faiblement non-linéaires appelées vagues de Stokes. Ce sont ces dernières qui peuvent échanger leur énergie (Benjamin-Feir 1967) avec les vagues de longueur d'onde voisine. Phillips (1960) a montré qu'il existe des résonances lorsque  $\mathbf{k}_4 = \mathbf{k}_1 + \mathbf{k}_2 - \mathbf{k}_3$  et  $\sigma(k_4) = \sigma_1 + \sigma_2 - \sigma_3$ . A partir de ces observations, Hasselman (1962) a calculé que le taux de croissance de l'énergie pour chaque train d'onde due aux non-linéarités résonnantes pouvait s'exprimer sous la forme

$$S_{nl}(k) = \int |T(k_1, k_2, k_3, k)|^2 \delta(k_1 + k_2 - k_3 - k_4) \delta(\sigma_1 + \sigma_2 - \sigma_3 - \sigma_4) \times [E(k_1)E(k_2)(E(k_3) + E(k_4)) - E(k_3)E(k_4)(E(k_1) + E(k_2))] \quad (13)$$

### *Terme de dissipation*

De nombreux phénomènes sont à l'origine de la dissipation de l'énergie des vagues, mais que ça soit la friction sur le sol, la viscosité de l'eau, la turbulence, c'est le déferlement qui est le puits principal d'énergie. Le déferlement est le phénomène très souvent observé, qui se produit lorsque les particules de fluide au niveau de la crête dépassent la vitesse de phase, néanmoins pour des vagues aléatoires, il n'y a pas de consensus sur la forme du terme  $S_{ds}$  et il est alors sujet à plusieurs théories. Ces différentes théories sont le modèle de limitation de pentes qui établit une accélération limite de la crête égale à  $g/2$ , imposant par la même occasion une pente limite aux vagues, le modèle des impulsions de Hasselmann (1974) ou encore le modèle de saturation de Phillips (1984). Ces deux derniers modèles sont particulièrement intéressants et font l'objet de plusieurs configurations du terme de dissipation, c'est donc sur ces configurations que s'est portées nos analyses exposées dans la suite de ce rapport.

Le modèle de Hasselmann, reproduit par BAJ, part de l'idée que le moutonnement peut être traité comme une distribution aléatoire de forces de pression exerçant un travail sur les vagues. L'écume aurait donc pour effet de ralentir ou d'accélérer la vague selon l'endroit où l'on se place et la direction de la vague étudiée. Afin d'avoir une solution analytique de ce problème, il suppose que les composantes du champ de vague et du champ de pression sont statistiquement indépendantes, ce qui conduit à une approche quasi linéaire de

la dissipation pour laquelle on aurait  $\frac{\partial N}{\partial t} = -aN$ . En pratique,  $a$  a été défini comme une fonction du rapport  $k/\zeta$  et de la cambrure moyenne  $\alpha$  (Komen et al., 1984) avec

$$\zeta k \geq \frac{\int k^{0.5} E(f, \theta) df d\theta}{\int E(f, \theta) df d\theta} \quad (14)$$

Et

$$\alpha = E_{tot} \zeta k > \zeta^2 \quad (15)$$

Le modèle saturation, utilisé dans le paramétrage ACC, à une approche totalement différente de la dissipation. Phillips déduit que quelque soit la force du vent, la forme du spectre restera la même. Le processus de déferlement impose donc une limite au spectre de vague pour les nombres d'onde supérieurs au pic spectral vers lequel vont tendre tous les états de mer grâce à des processus qui sont toujours à définir. Phillips à alors défini une fonction sans dimension qu'il a appelé le degré de saturation  $B^{sat}(k)$ . Toute tentative d'excursion de la densité spectrale au-delà de cette limite se traduit par une forte probabilité de déferlement d'une vague.

La forme générale du terme de dissipation pour BAJ est

$$S_{ds}(k, \theta) = C_{ds} \langle \alpha^2 \sigma \rangle \zeta \quad (16)$$

Avec le terme en  $\zeta$  qui favorise la dissipation d'énergie aux plus hautes fréquences afin de mieux coller avec les observations.

Alors que pour ACC, représentant le modèle de saturation,

$$S_{ds}(k, \theta) = \sigma C_{ds} \left\{ \delta \left[ \max \left\{ \frac{B^{sat}}{B_r} - 1, 0 \right\} \right]^2 + (1 - \delta) \left[ \max \left\{ \frac{B'^{sat}}{B_r} - 1, 0 \right\} \right]^2 \right\} \sigma N(k, \theta) \quad (17)$$

Avec un seuil observé  $B_r = 1.2 \times 10^{-3}$  correspondant au début du déferlement (Babanin et Young, 2005), et

$$B^{sat}(f) = 2\pi \int_0^{2\pi} k^3 F(f, \theta) / C_g d\theta \quad (18)$$

Et le coefficient de saturation partiellement intégré

$$B'^{sat}(f, \theta) = 2\pi \int_{\theta - \Delta\theta}^{\theta + \Delta\theta} k^3 F(f, \theta') / C_g d\theta' \quad (19)$$

Avec  $\Delta\theta = 70^\circ$ , le terme rajouté a pour effet de réduire la dissipation pour les spectres larges et d'élargir le spectre en direction, pour mieux approcher les données *in situ*.

## 1.4 Les tests

Mises à part les différences notables des paramétrages BAJ et ACC dues à leur approche de la dissipation d'énergie, nous avons eu accès durant le stage à plusieurs tests du paramétrage ACC, car étant en cours d'élaboration, il est sujet à de nombreuses petites retouches. Nous nous sommes plus profondément intéressé aux tests 228 et 332 qui présentent quelques modifications des facteurs sans dimension dans le terme de génération d'énergie par le vent :  $\beta_{\max}$ ,  $z_\alpha$  et  $s_u$

A noter également la distinction de ACC 228 et ACC 332 dans la dissipation : ACC 228 est dépourvu du terme de saturation partiellement intégré, ce terme n'étant présent qu'à partir des simulations numérotées 300.

	<b>BAJ</b>	<b>ACC 228</b>	<b>ACC 332</b>
$\beta_{\max}$	1.25	1.4	1.7
$z_\alpha$	0.011	0.007	0.004
$s_u$	0	-1	-1
$\delta$	/	1	0.25

## 2° Analyse des différents paramétrages

Avant de rentrer précisément dans la comparaison des différents paramétrages, il est essentiel d'apporter quelques indications sur les « outils » qui nous ont permis d'effectuer nos analyses.

### 2.1 Introduction des outils de comparaison

Tout l'intérêt de ce stage était d'analyser les différences effectives entre le modèle et les données dans la partie haute fréquence du spectre d'énergie, c'est-à-dire au-delà du pic spectral. La gamme de haute fréquence est un intervalle débutant vers 0.5 Hz dans l'océan, ce qui correspond à des vagues de longueur d'onde inférieure à 6 mètres en eau profonde, qui coïncide avec un domaine où l'énergie est moindre. On pourrait alors considérer que ce n'est pas très important. Cependant, c'est cette partie du spectre qui reçoit le plus d'énergie par le vent et qui influence fortement la partie très haute fréquence qui est capitale pour la télédétection. La mss (mean square slope), autrement dit la variance des pentes de la surface, est particulièrement sensible à ces hautes fréquences océaniques et peut s'exprimer à partir du spectre mais aussi par une relation linéaire du vent et de la hauteur significative des vagues pour des vents supérieurs à  $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Cox et Munk, 1954; J.Gourrion, 2002). Elle paraît alors le meilleur outil pour étudier les phénomènes océaniques de hautes fréquences.

De manière générale, on exprime la mss de la manière suivante

$$mss = \int k^2 E(k_x, k_y) dk_x dk_y = \int \frac{(2\pi f)^4}{g^2} E(f) df \quad (20)$$

Il est important de noter que pour que cette intégrale ne diverge pas, l'énergie doit décroître plus vite que  $f^5$  à partir d'une certaine fréquence. On peut également exprimer la mss au-delà de  $6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  de vent comme

$$mss = \alpha U + \beta H_s + \gamma \quad (21)$$

Avec des coefficients ajustables à la technique de mesure (altimétrie en bande C, Ku, bouées...). On rappelle aussi que  $H_s$ , la hauteur significative des vagues est donné par

$$H_s = 4 \sqrt{\iint E(f, \theta) df d\theta} \quad (22)$$

Elle correspond à l'aspect visuel donné par l'état de la mer.

## 2.2 Comparaison des paramétrages BAJ et ACC 332

Durant mon stage, j'ai eu l'occasion de faire tourner de simples simulations de WW3 sur une grille ne présentant qu'un point, et ainsi voir et analyser la contribution, sur un océan comportant plus ou moins de houle, des différents paramétrages de dissipation et de génération énoncés précédemment. Cette simple simulation représentant le cas idéal d'un océan homogène, isotrope et plat, nous a sorti les valeurs du spectre pour 32 fréquences étalées de 0.03Hz à 0.7Hz sur 24 directions toutes les heures durant 97 heures.

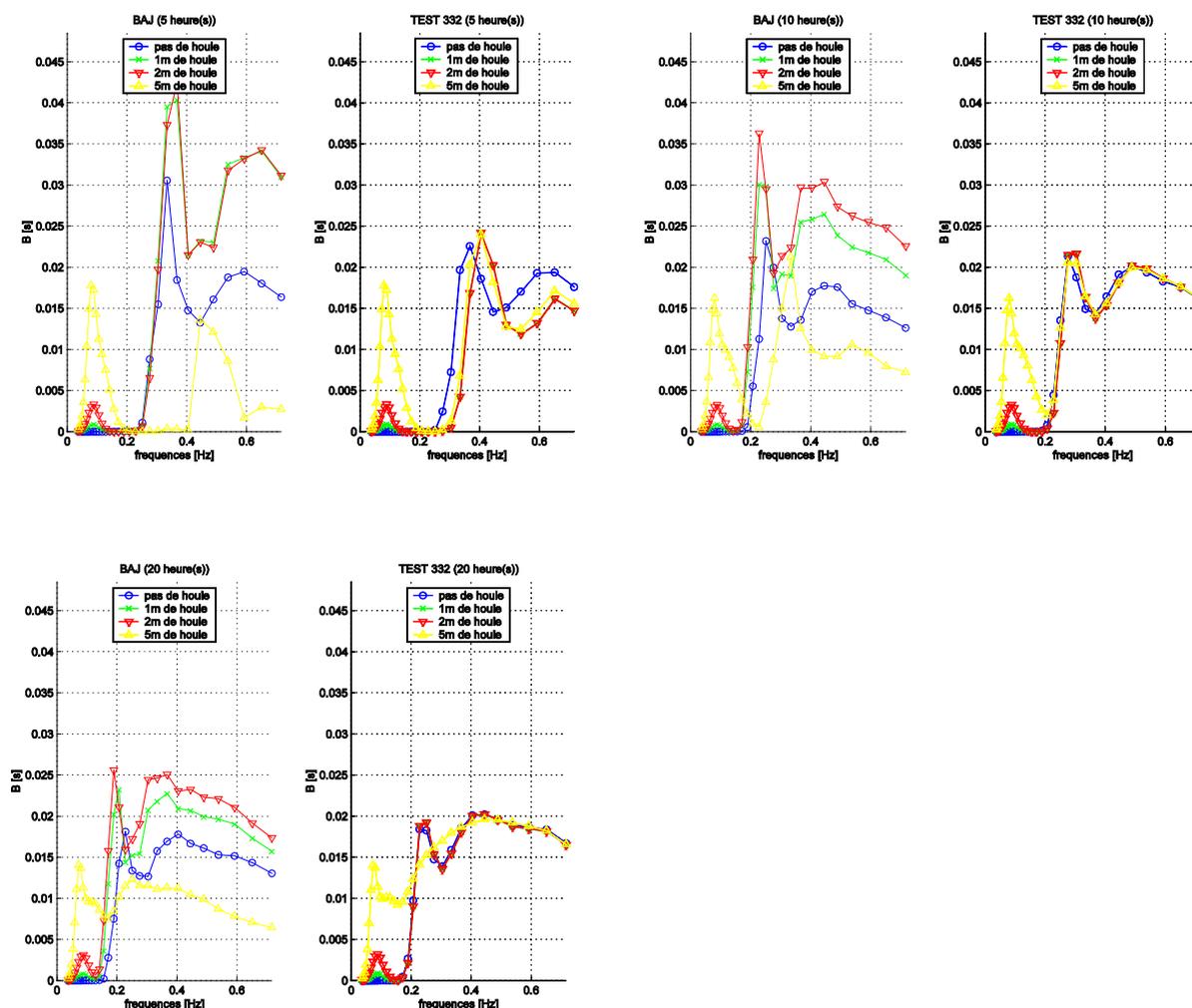


Fig2-1

Représentation du terme  $B(f)$  pour les paramétrages BAJ et ACC 332 pour différentes conditions initiales de houle et un vent homogène de  $7m.s^{-1}$ .

La figure 2-1 représente le spectre des pentes  $B(f)$  qui n'est autre que la dérivée en fréquence de la mss en fonction de la fréquence. Ce terme a été calculé pour 4 simulations des paramétrages BAJ et ACC 332, où l'on a fait varier les conditions initiales en amplitude de houle et appliqué un vent homogène et constant de  $7m.s^{-1}$  (estimation du vent moyen à la surface des océans). Les trois graphiques montrent la valeur de  $B(f)$  à divers instants de la simulation : à 5, 10 et 20 heures, ce qui correspond à des états de mer plus ou moins développés.

En premier lieu, on peut remarquer les pics spectraux plus ou moins importants coïncidant avec la houle initiale, centrés approximativement sur 0.1 Hz et un deuxième, plus ou moins prononcé du à l'effet d'Over Shooting (Darbyshire, 1968). Il apparait surtout un comportement différent par rapport aux conditions initiales des deux paramétrages : Si on considère d'un côté les spectres avec les houles initiales 0, 1 et 2 mètres et de l'autre le spectre avec 5 mètres, l'aire sous la courbe étant la valeur de la mss, la tendance est qu'elle diminue avec la houle dans BAJ alors qu'elle ne semble pas être affectée dans ACC 332. Cette distinction laisse entendre que la présence de vagues de grande longueur d'onde

affecte et même dissipe les ondes de hautes fréquences dans BAJ, alors que dans ACC 332, la houle ne semble pas avoir d'effet. Ce phénomène vient du paramétrage de la dissipation dans BAJ, du facteur  $\zeta$  qui, par présence de houle croît et dissipe alors les vagues de plus hautes fréquences. Ce phénomène est relativement irréaliste et de ce fait, va générer de sérieuses différences avec les données *in situ*, relatées dans la suite de ce rapport. Toutefois on remarque que les courbes ne sont pas tout à fait disposées dans l'ordre attendu. La courbe montrant le spectre avec 5m de houle initiale est effectivement trop dissipé, cependant le spectre avec 2m de houle est supérieur à celui avec 1m, ce qui contredit notre argument précédent. Pourtant ce phénomène peut s'expliquer par les interactions non linéaires qui ont tendance à distribuées de l'énergie vers les hautes fréquences et ainsi faire remonter la « queue » du spectre, on est donc en présence du cas où le terme d'interaction non-linéaire a plus d'influence que le terme de dissipation.

Pour mieux évaluer le phénomène, les graphiques suivants montrent le comportement du nombre d'onde moyen  $\langle k \rangle$  dans le temps et la valeur des facteurs contenant la contribution de ce nombre d'onde moyen dans la dissipation de BAJ.

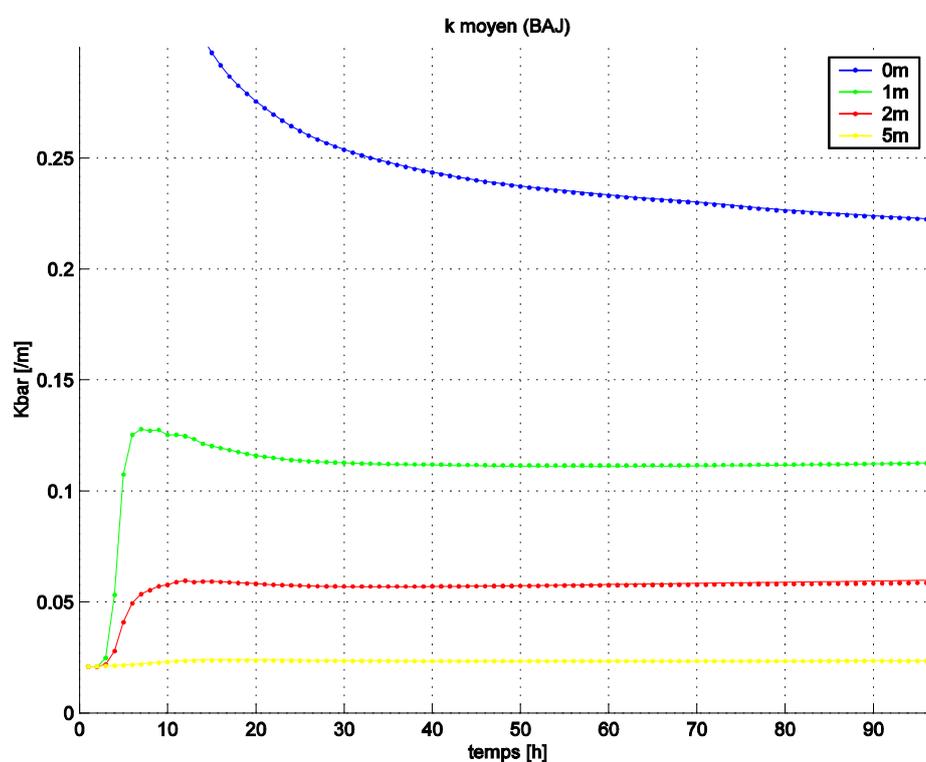


Fig2-2

Evolution temporelle du nombre d'onde moyen du paramétrage BAJ en fonction de l'amplitude de la houle initiale.

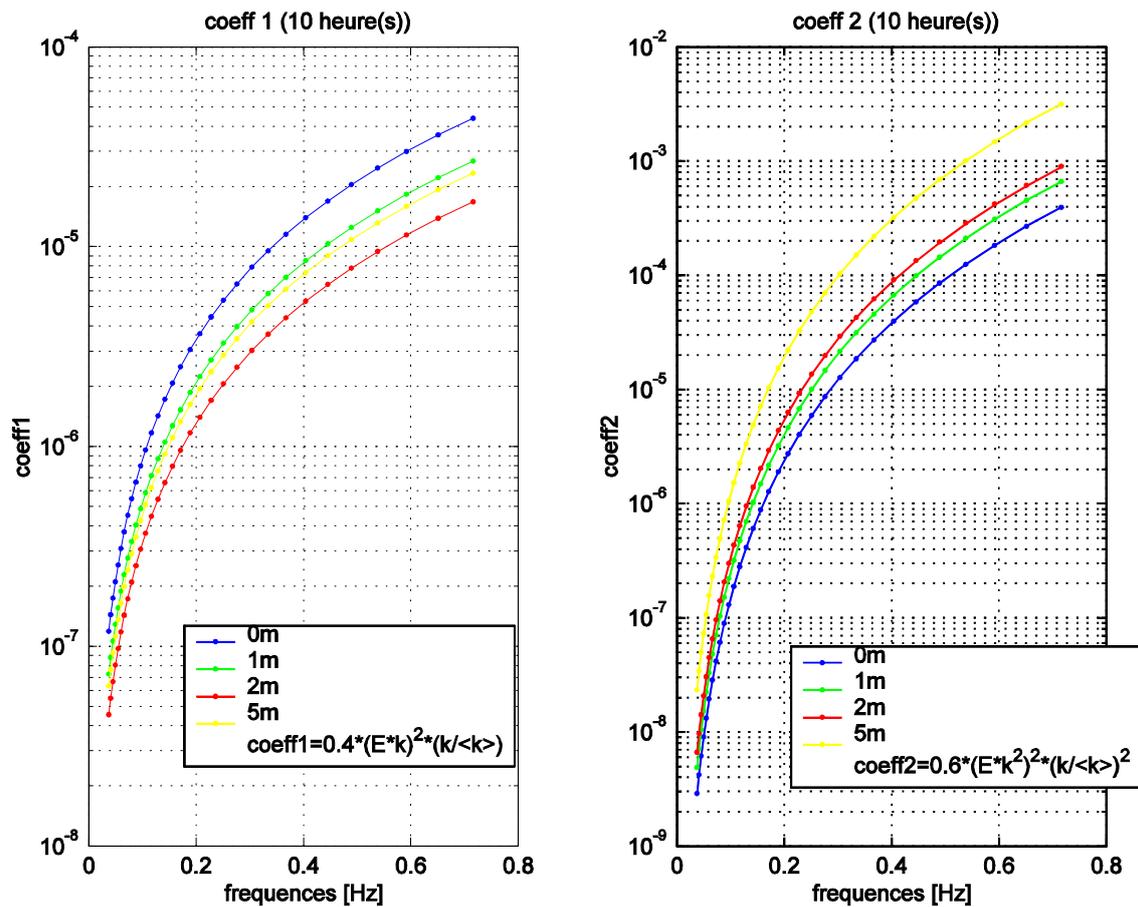


Fig 2-3

Valeur après 10 heures des deux termes dans le paramétrage de la dissipation de BAJ (équation 16), basse fréquence (à gauche) et haute fréquence (à droite) en fonction de la fréquence.

La figure 2-2 montre bien l'évolution des nombres d'onde moyens qui convergent doucement, quelque soient les conditions initiales, vers une valeur d'équilibre mais en distinguant clairement que plus la houle initiale est forte, plus le nombre d'onde moyen durant ces 97 heures reste faible, traduisant évidemment une hausse de la dissipation. Cela n'est pas forcément très visible sur la partie basse fréquence (à gauche) de la figure 2-3, cependant, en ce qui concerne la partie haute fréquence (à droite), influençant la mss, on voit très clairement que plus le nombre d'onde moyen est faible, plus la dissipation est importante. Cela montre très bien l'influence néfaste de  $\zeta_0$  sur la dissipation de l'énergie à haute fréquence relaté par la figure 2-1.

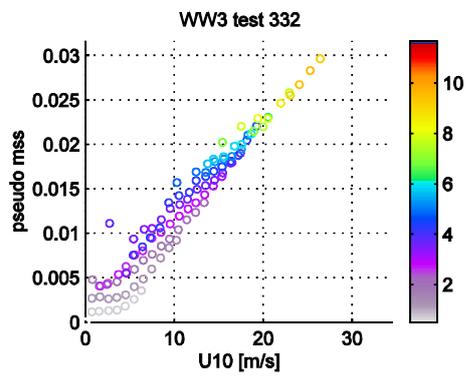
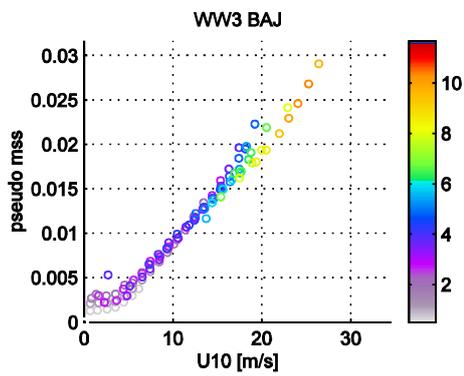
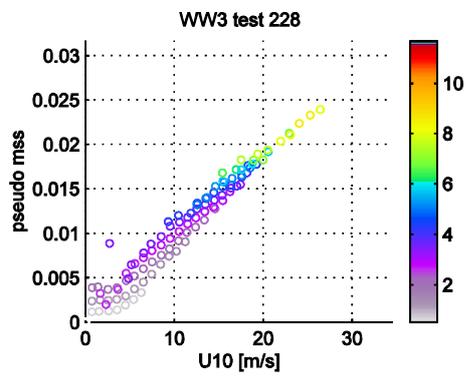
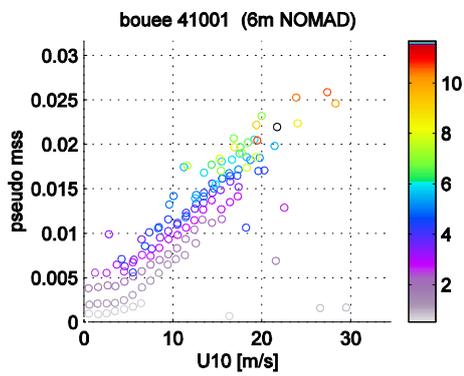
### 3° Comparaison du modèle avec les données *in situ*

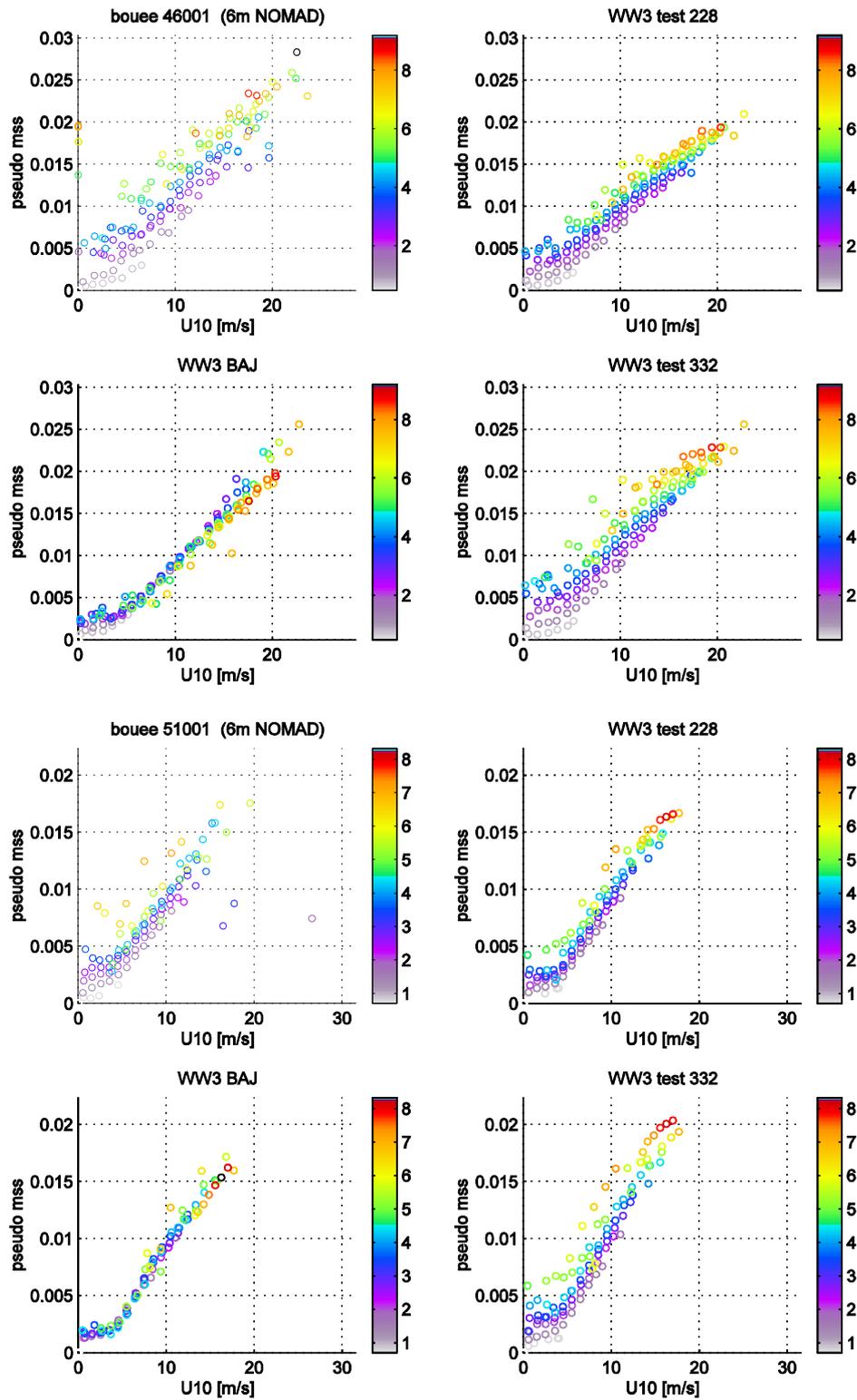
La majeure partie de mon stage à été de comparer les sorties des différents paramétrages du modèle avec premièrement, les données *in situ* de bouées fixes du NDBC (National Data Buoy Center) et deuxièmement, avec les données de l'altimètre JASON. Cette étude à pour but de tester la validité et la robustesse des différents paramétrages du modèle WW3 dans le domaine des hautes fréquences à l'aide de paramètres comme la mss la hauteur significative, déjà présentées dans les paragraphes précédents.

#### 3.1 Les bouées

Les bouées que nous avons utilisées, sont les appareils de mesure du NDBC (<http://www.ndbc.noaa.gov/>) répartis surtout, le long des côtes américaines, pour la facilité d'accès et d'entretien, mais aussi du côté des îles d'Hawaï, Christmas Island, dans le Pacifique et également, la bouée du SHOM aux abords des côtes françaises, au Cap Ferret. En totalité, nous avons analysé les données de 14 bouées de modèles et de tailles différents (NOMAD, DISCUS ; 3m, 6m, 10m) sur les années 2006 et 2007. Les données collectées, ont été moyennées toutes les 3 heures puis épurées des aberrations, présentes dans tout jeu de données scientifiques, afin de coïncider temporellement avec les sorties standards du modèle. Après le prétraitement des spectres en fréquence nous avons récupéré la mss et la hauteur significative que nous avons comparé au paramétrage BAJ, ACC 228 et ACC 332 du modèle. Par ailleurs, la valeur du vent mesuré a été comparée aux analyses de vent fournies toutes les 6 heures par le CEPMMT (Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme).

Voici d'abord la localisation des bouées repérées par leur numéro (donnés par l'OMM) sur l'océan global





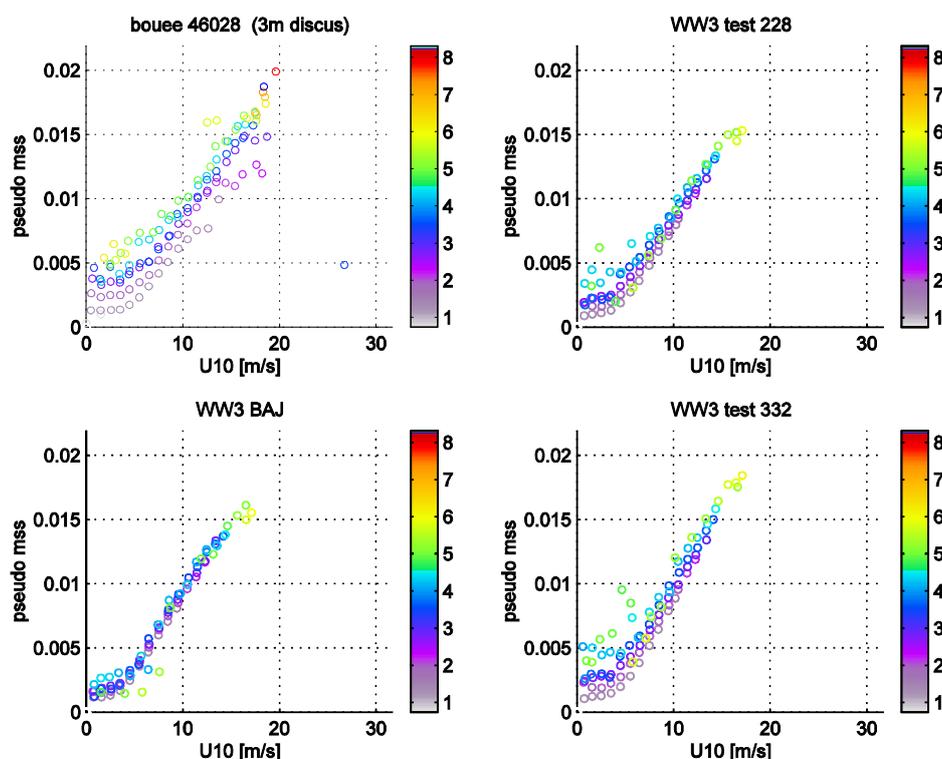


Fig 3-1

Evolution de la mss en fonction du vent  $U_{10}$  et de la hauteur significative  $H_s$  (en couleur), exprimée en mètres pour les bouées 41001, 46001, 46028 et 51001. Ces données sont issues d'une part, de mesures *in situ* des bouées et d'autre part, des paramétrages BAJ, ACC 228 et ACC 332. Ces graphiques correspondent aux mesures et aux données de l'année 2006 et 2007 moyennées par classes de valeur du vent (1m/s) et de la hauteur significative des vagues (0,8m).

La figure 3-1 présente l'évolution moyenne de la mss en fonction de la vitesse du vent et de la hauteur significative. Les graphiques montrent en prime abord la mss variant quasi-linéairement, quelque soit la zone d'étude, avec le vent, ce qui est était attendu en vertu des travaux de Cox et Munk (1954) et Gourrion (2002). Par contre, ses variations avec  $H_s$  diffèrent selon la zone géographique, mettant en évidence des différences dans la structure des champs de vagues pour des conditions de forçages similaires. Par exemple, pour la bouée 51001 (Hawaï) les valeurs faibles de mss suggèrent une houle faiblement cambrée, ce qui est totalement cohérent avec la position géographique de l'île qui voit passer les trains de houle générés à l'arrière des dépressions typique des moyennes latitudes.

En second lieu, nous pouvons comparer les paramétrages avec les données réelles et déterminer les atouts et les faiblesses de chacun d'entre eux. Au premier coup d'œil, il est clair que la variabilité des données *in situ* n'est pas clairement représentée par le modèle. Il est de toute manière impossible de la modéliser parfaitement, car cette variabilité réelle est souvent l'œuvre des fluctuations de petite échelles et des erreurs, toutefois on peut déterminer dans quelles mesures les différents paramétrages du modèle essayent de la reproduire. On peut remarquer la nette distinction du paramétrage BAJ avec les

ACC sur toutes les zones étudiées, en effet, il semble que la mss ne varie que très peu avec  $H_s$ , et son diagramme paraît le plus loin de celui des données de la bouée. Cet effet est encore l'expression du terme  $\zeta\zeta$  discuté plus haut : plus les valeurs de  $H_s$  sont importantes (houle forte), plus l'énergie à haute fréquence responsable du signal en mss est dissipée, et inversement. Cela se traduit alors par un écrasement du diagramme en mss. Les paramétrages ACC semblent plus fidèles à la réalité, et montrent une variabilité de la mss avec  $H_s$  très honorable. Néanmoins, la différence imposée sur le paramètre de génération  $S_{in}$  entre ACC 228 et ACC 332 dévoile une faiblesse dans l'estimation d'ACC 228. Il s'avère qu'ACC 228 sous estime largement les valeurs de mss et, de ce point de vue est moins robuste que BAJ.

ACC 332 s'impose alors comme le paramétrage le plus fiable de cette étude en couplant une bonne variabilité avec  $H_s$  et la meilleure estimation de la mss aux vents forts. On peut noter toutefois une sous-estimation générale du modèle (cf annexe 1), quelques soient les paramétrages, qui sans doute devrait être encore plus importante, car il est fort probable que la taille des bouées, supérieure ou égale à 3 mètres est responsable elle-même d'une sous-estimation du signal réel.

## 3.2 L'altimètre JASON

### *Généralités*

Pour rappel, un altimètre émet un signal micro-onde au nadir afin d'estimer la distance qui le sépare du niveau moyen de la mer et en déduit la hauteur dynamique de la surface océanique. Il envoie des impulsions d'une fréquence connue et reçoit les impulsions réfléchies par la surface de la mer. Ces impulsions interagissent avec la surface océanique et une partie est réfléchie vers le satellite. Les caractéristiques de ces impulsions permettent de déterminer trois paramètres de la surface de l'océan. Le premier est bien sûr la distance du satellite par rapport à la surface de la Terre, mesuré par le temps d'aller-retour de l'onde. Le second est la hauteur significative des vagues, par analyse de la forme de l'écho retour. Le troisième caractérise un degré moyen de rugosité de la surface obtenu à partir de la mesure de puissance réfléchie. En apportant les corrections nécessaires au signal déformé lors de sa traversée dans l'atmosphère par les gaz et la vapeur d'eau, l'altimètre JASON est capable d'évaluer sa distance avec la Terre avec une erreur de l'ordre du centimètre.

Le jeu de données que nous avons utilisé est les observations de JASON en bande C qui correspond à l'émission d'un signal centré sur la longueur d'onde 5.5cm. Les travaux de J.Gourrion (2002) donne la formule permettant de calculer la mss à partir de la puissance rétrodiffusée observée en bande C,  $\sigma_c^0$ .

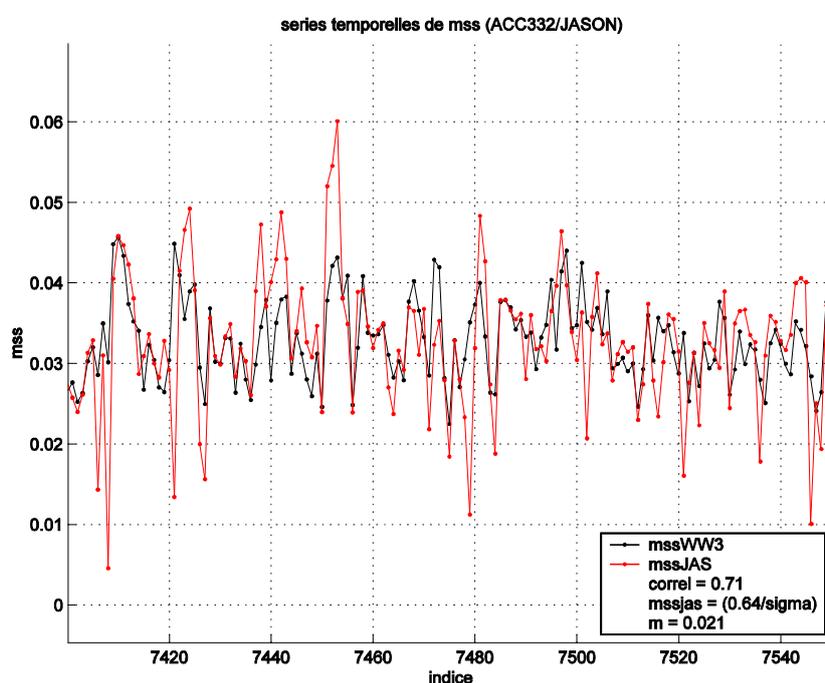
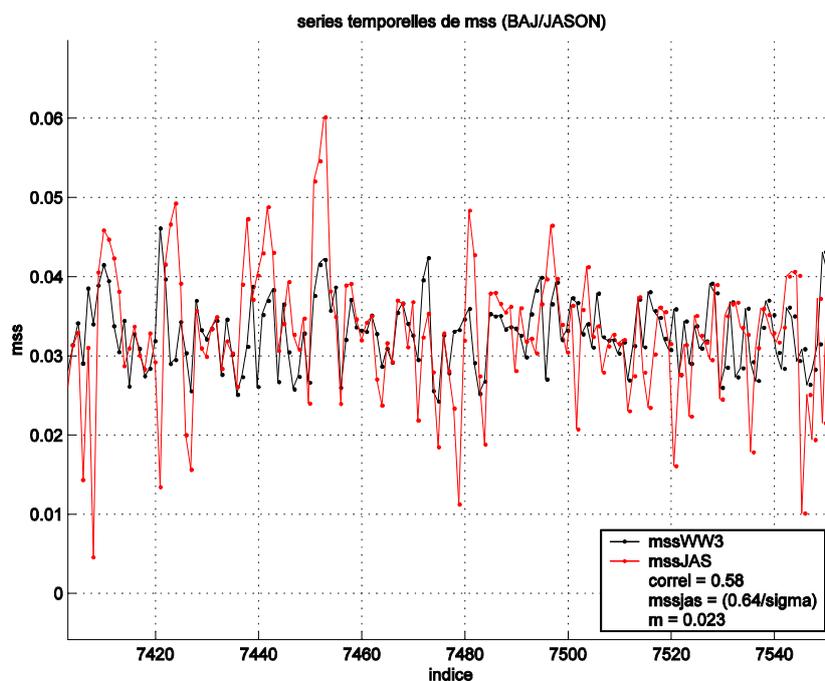
$$mss_c = \frac{K}{\sigma_c^0} \quad (23)$$

Où  $K$  est une constante qui inclut le coefficient de réflexion de Fresnel, une caractérisation de la forme de la distribution des pentes sur la surface et une possible correction d'étalonnage. En l'absence d'information sur ces deux derniers, on prend  $K=0.64$ , la valeur nominale du coefficient de Fresnel pour la bande C.

### *Résultats*

Le jeu de données que nous avons utilisé est donc les observations de l'altimètre JASON en bande C sur une période d'un mois, le mois de décembre 2007. L'altimètre enregistre les valeurs de la puissance rétrodiffusée toutes les secondes le long de sa trajectoire au dessus l'océan. Par souci de performances il a fallu d'abord moyenner les valeurs toutes les 10 secondes, ce qui correspond à un parcours raisonnable de l'altimètre (environ 50km) puis échantillonner tous les 12 points. Nous avons alors au final un point toutes les deux minutes, et cela constitue le jeu de données le plus long pouvant être traité directement par le logiciel MATLAB.

Les données ont ensuite été colocalisées avec les points de maillages du modèle WW3 et comparées avec des cartes en mss moyennées sur trois heures, résultant des paramétrages BAJ et ACC 332. Comme indiqué dans les généralités, la vapeur d'eau à une grande influence sur la transmission des ondes dans l'atmosphère, nous avons donc éliminé par précaution tous les instants où JASON avait détecté de la pluie.



*Fig 3.2*

*Zoom sur les série temporelles de la mss comparées de JASON et des paramétrages BAJ (en haut) et ACC 332 (en bas). Egalement indiquée, la corrélation entre le modèle et les données sur l'ensemble de la série temporelle et «m», la valeur de l'offset ajouté au modèle.*

Sur les graphiques précédents, on peut voir l'évolution comparée de la mss observée par JASON et des sorties du modèle paramétré avec BAJ d'une part et ACC 332 de l'autre. Pour obtenir ces graphiques nous avons rajouté une valeur d'offset à WW3, calculée par la différence des signaux moyennés. Cette

figure montre que le paramétrage ACC 332 est bien meilleur que le BAJ en termes de corrélation du signal en mss. En effet il calcule la mss avec une corrélation par rapport aux observations de 0.71 alors que le BAJ n'est qu'à 0.58.

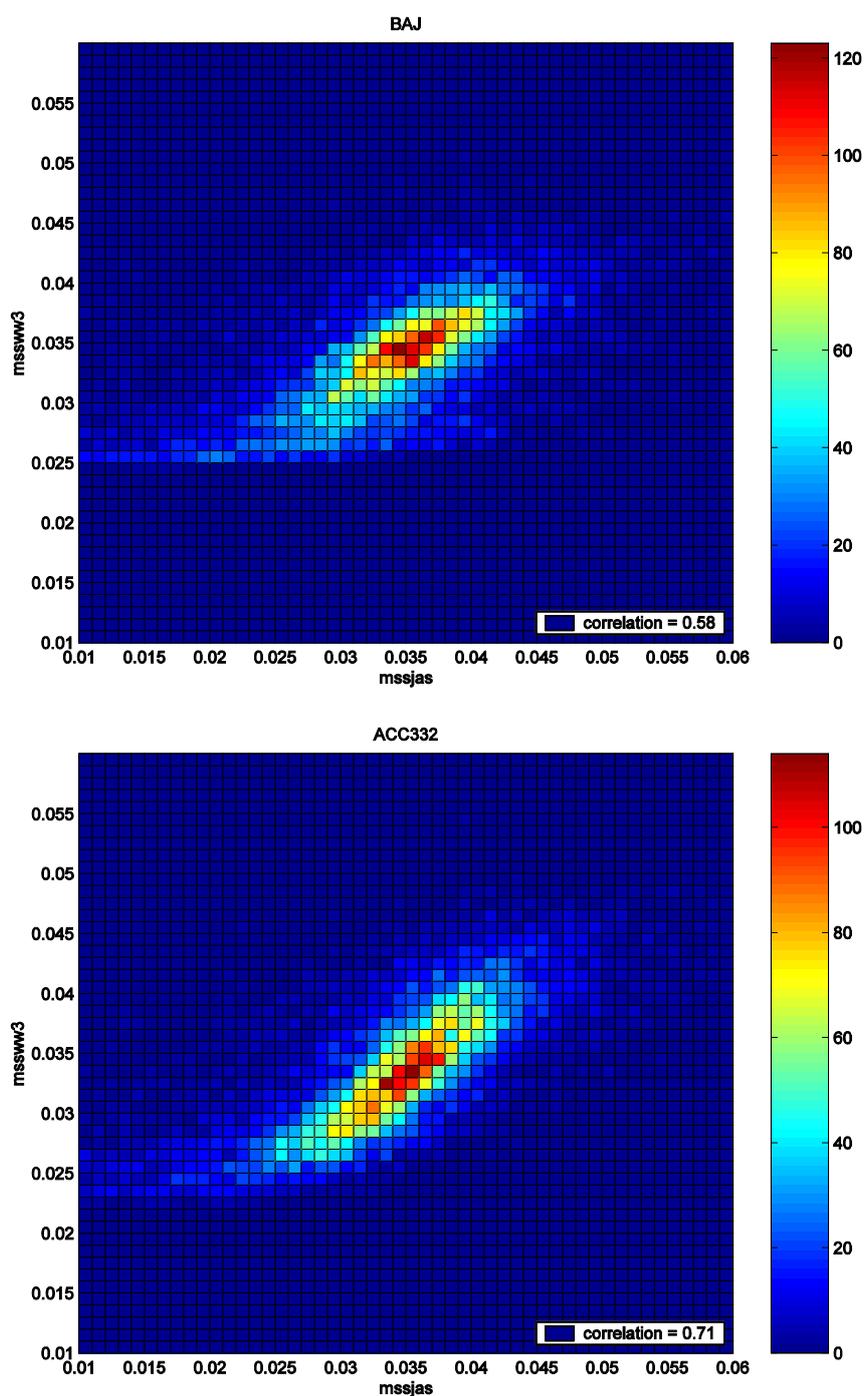


Fig3-3

Scatter plot représentant la mss observée par JASON en fonction des paramétrages BAJ (en haut) et ACC 332 (en bas) sur le mois de décembre 2007. En couleur est représentée le nombre de points par classe de  $0.001 \times 0.001$ .

Ces graphiques confirment et illustrent la meilleure corrélation du paramétrage ACC 332, qui présente une relation pratiquement linéaire dans la gamme de mss [0.025 0.045].

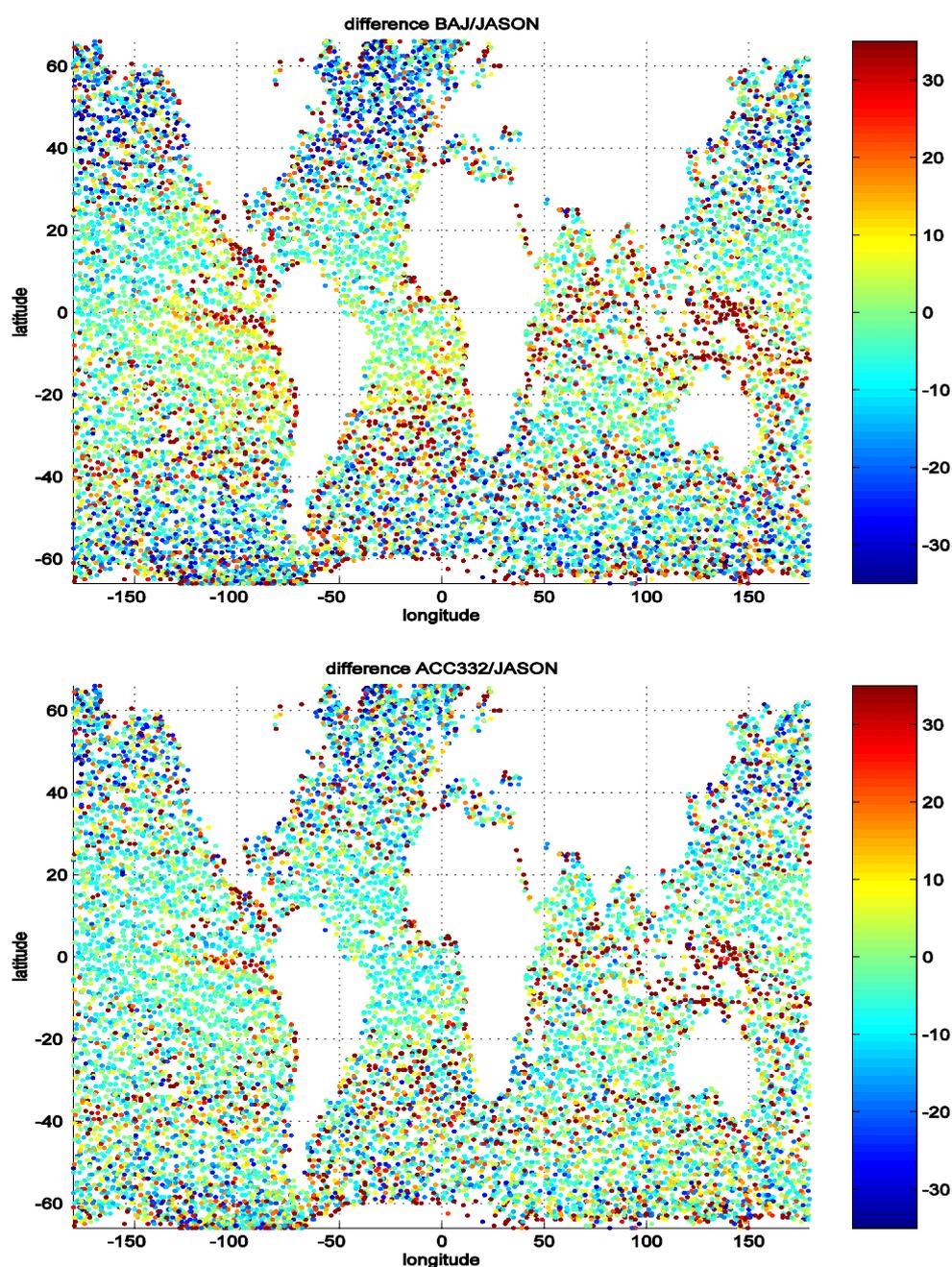


Fig 3-4

Carte des différences  $mss_{WW3} - mss_{JAS}$  points par points représentée par la couleur en pourcentage par rapport à  $mss_{JAS}$ , sur le mois de décembre 2007. En haut, la comparaison avec le paramétrage BAJ, et en bas, le paramétrage ACC 332.

Les cartes de la figure 3-4 illustre la différence en pourcentage entre la valeur de la mss du modèle et de celle calculée à partir des observations de JASON. Sur la carte du haut représentant la différence de mss point par point avec le paramétrage BAJ, on peut noter les importantes variations spatiales de cette différence. En effet, il apparait que le modèle sous-estime la mss aux hautes latitudes et la surestime à l'abord des côtes. La région des moyennes et faibles latitudes semblent relativement épargnées sauf à l'équateur où peut voir des

zones où le modèle surestime largement la mss. Ces traces sont sans doute l'œuvre des forts courants équatoriaux qui ne sont malheureusement pas pris en compte dans la simulation que nous avons utilisée. En effet, dans cette région où soufflent les Alizés, en absence de courants, le vent relatif à la surface est trop important dans le modèle et cela induit une surestimation de la mss. La sous-estimation de la mss aux hautes latitudes Sud où règnent des vents forts, suggère que le modèle amplifie de manière importante l'état de mer dans ces régions, ce que l'on peut également constater sur les cartes de différences en  $H_s$  montrées en annexe 2 et annexe 3. On peut enfin apercevoir une bande étroite aux moyennes latitudes, notamment dans l'hémisphère sud de surestimation du modèle. Cette particularité peut s'expliquer par la circulation atmosphérique globale qui provoque une chute des vents dans ces régions, pouvant même parfois être nuls. Le modèle donnant toujours un signal, même faible, surestime alors les très faibles valeurs de mss générées par ces vents quasi nuls.

La carte de différences avec le paramétrage ACC 332 montre une variabilité spatiale bien plus faible. En plus d'une meilleure corrélation, il montre une meilleure estimation de la mss, et donc de l'état de mer sur l'ensemble du globe. La forte corrélation et cette faible variabilité spatiale en différences montrent que le paramétrage ACC 332 réagit mieux aux conditions météorologiques diverses et extrêmes que le paramétrage BAJ et en font naturellement le meilleur pour estimer les états de mer et la mss.

## Conclusion

Au cours de ce stage, nous avons d'abord vu quel était les principaux paramétrages utilisés dans la modélisation des états de mer et nous avons vu que, du fait de la faible connaissance des mécanismes physiques mis en jeu dans la formation et l'évolution des vagues, de nombreuses formulations empiriques avait été développées. Nous avons également souligné l'importance de l'étude de la mss, la variance des pentes de la surface qui est un indicateur de la dynamique à hautes fréquences, pour d'une part, la validation des modèles numériques comme WAVEWATCH III dans le domaine de la haute fréquence et d'autre part, dans l'amélioration des techniques de mesures altimétriques qui requièrent une parfaite connaissance du comportement de la mss à partir des conditions *in situ*.

Ces études ont alors comparées principalement deux paramétrages bien distincts par leur approche des mécanismes de formation et de dissipation des vagues : Les paramétrages BAJ et ACC 332. Le premier développé par Bidlot et al. contient un terme de dissipation d'énergie représentant le modèle des impulsions de Hasselmann alors que le deuxième, plus récent, développé par F.Ardhuin, F.Collard, et B.Chapron, traduit le modèle de saturation de Phillips. Cette différence, à induit dans nos analyses de nettes distinctions dans l'estimation de la mss. Grâce, à l'étude du spectre et de la comparaison avec les bouées du NDBC, nous avons pu constater l'irréaliste dissipation de l'énergie à haute

fréquence du paramétrage BAJ et de son terme  $\zeta\zeta$ , alors que le paramétrage ACC représentait mieux les variabilités de la mss suscitées par les conditions environnementales.

Ajoutée à cela, la comparaison avec l'altimètre JASON a permis de confirmer l'avantage de ACC sur BAJ. En effet, le paramétrage ACC 332 montre une corrélation temporelle avec le signal de la mss, bien supérieure à celle de BAJ (0.71 contre 0.58) et présente également une corrélation spatiale améliorée. Ce dernier point indique que le paramétrage ACC reproduit avec plus de fidélité le comportement de la surface de la mer face aux conditions climatiques diverses et s'impose donc comme le meilleure des paramétrages. L'étude d'une série temporelle de JASON plus longue devrait confirmer encore un peu plus cet avantage. Nous pouvons quand même supposer que ce paramétrage et ces futurs tests, à ce jour au nombre de 350, seront les prochaines références en termes d'estimation des états de mer et pourront profiter largement aux études de la mss pour les observations altimétriques

## Références

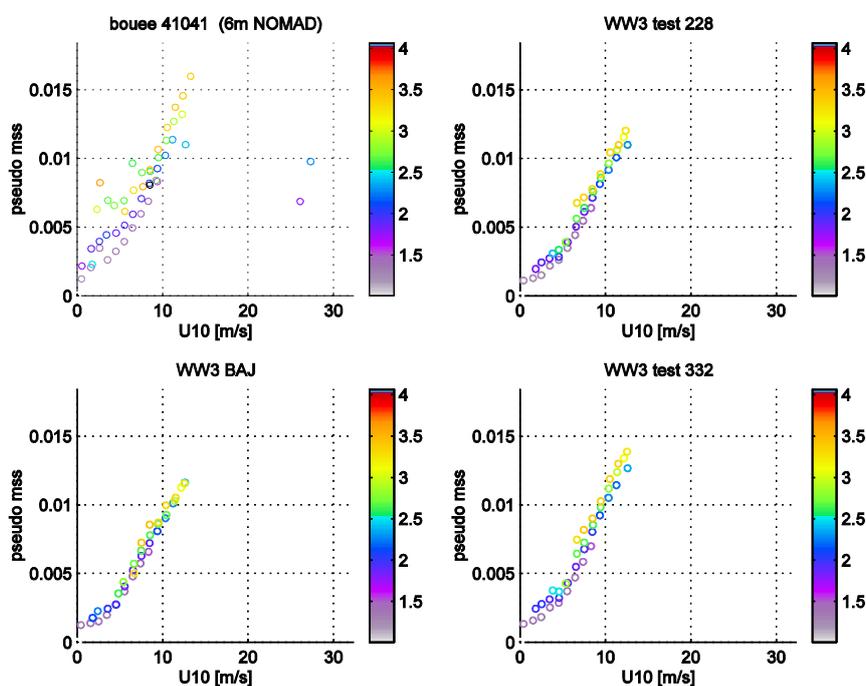
---

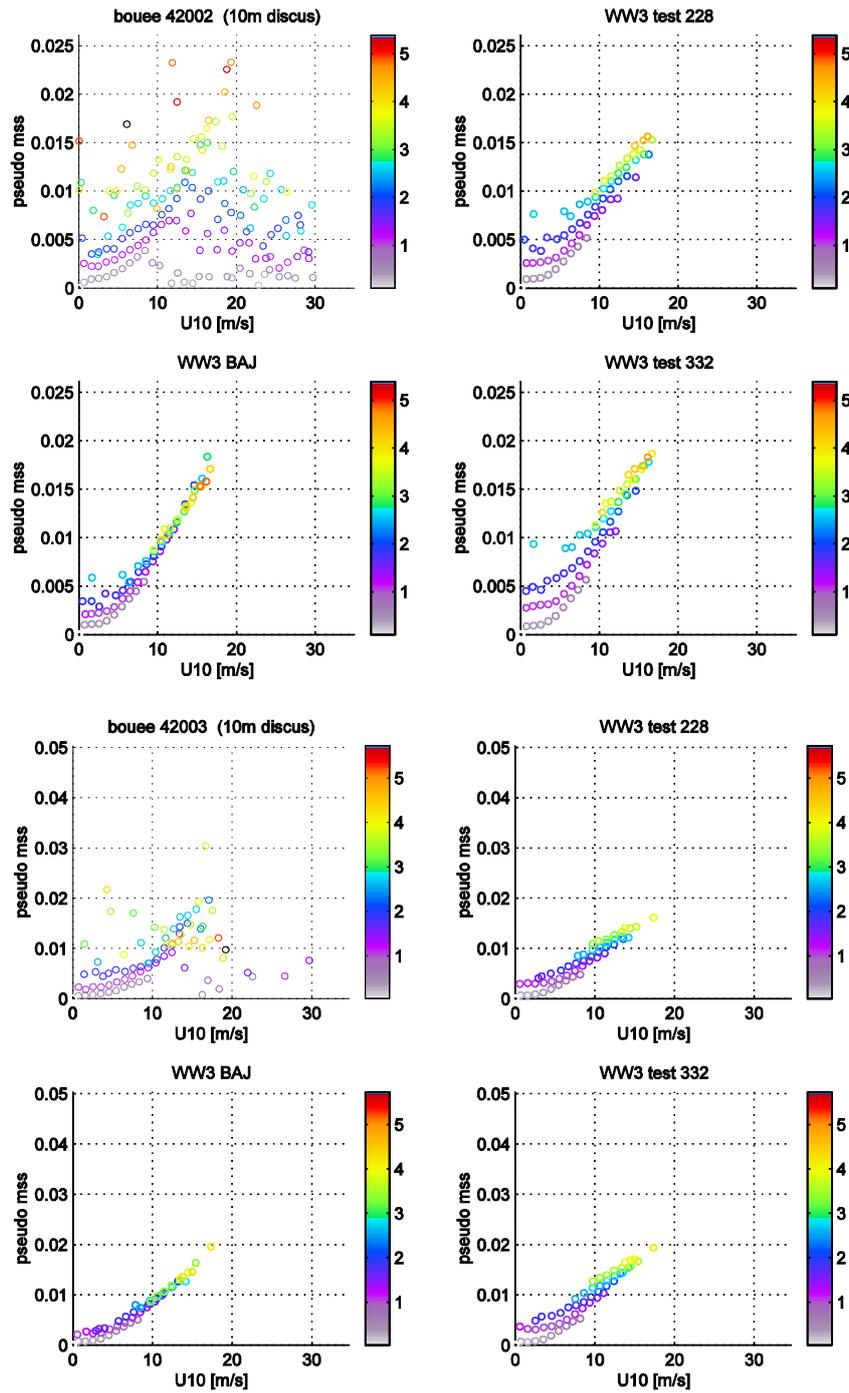
- F. Ardhuin, T.H.C. Herbers, G. P. van Vledder, K.P Watts, 2007: A hybrid Swell and slanting-fetch on wind wave growth. *J. Phys. Oceanogr.*, 37,908-931.
- F. Ardhuin, F. Collard, B. Chapron, 2008: Ocean swell attenuation from giant storm.
- F. Ardhuin, 2007 : Cours de seconde année, Master Mécanique-Physique.
- J. Bidlot, S. Abdalla, P. Jansen, 2005: A revised formulation for ocean wave dissipation in CY25R1. *Technical Report Memorandum R60.9/JB/0516, Research Department, ECMWF, Reading, U.K.*
- B. Chapron, F. Collard, F. Ardhuin, 2005: Direct measurement of ocean surface velocity from Space: Interpretation and validation. *J. of Geophysical research*, vol 110.
- C. Cox, W. Munk, 1954: Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *J. of the Optical Society of America*, vol 44,838-850.
- J.F. Filipot, 2007: Wave Dissipation and Breaking Probability, *Mémoire de stage de Master2 Physique Océan Atmosphère*.
- J. Gourrion, 2002: Analyses statistiques de mesures altimétriques et états de mer : étude et modélisation de l'impact de la croissance des vagues.
- J. Hanson, O.M. Phillips, 1999: Wind sea growth and dissipation in the open ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1633-1648.
- K., Hasselmann , 1962: On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum, part 1: general theory. *J. Fluid Mech.*, 4, 481-501.

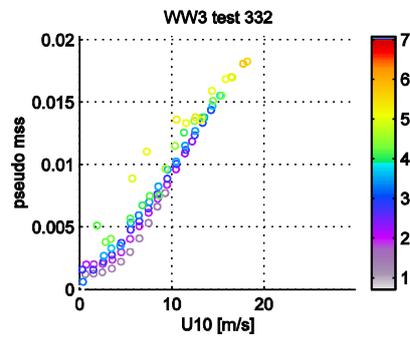
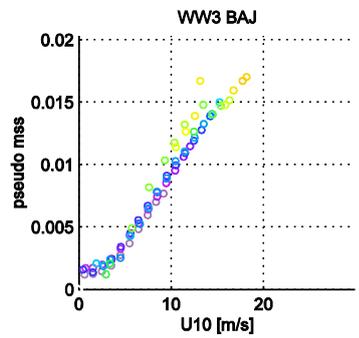
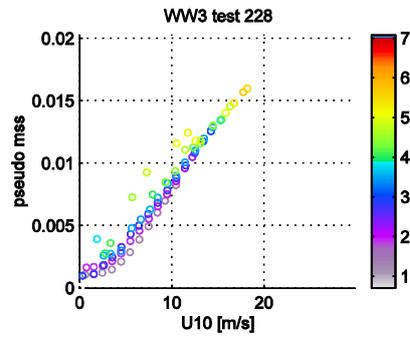
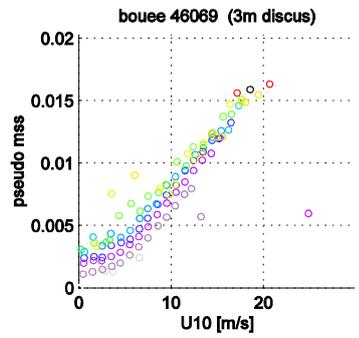
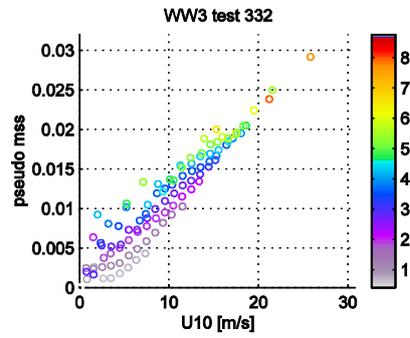
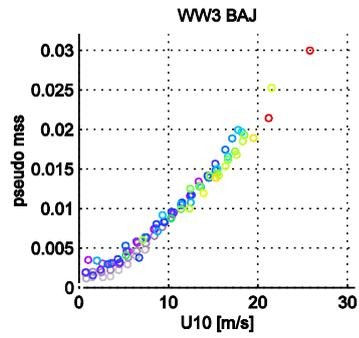
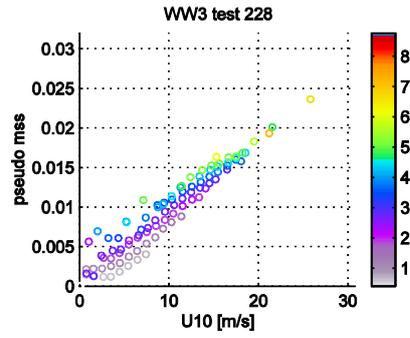
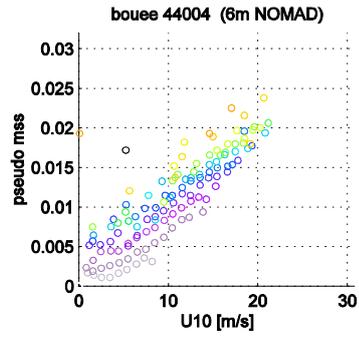
- K., Hasselmann, J. Allender, T. Barnett, 1985: Computation and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear energy transfer for application in wave models. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1378-1391.
- P. Jansen: Satellites, Oceanography and Society. Chapter 3, ECMWF wave modeling and satellite altimeter wave data.
- A. Le Boyer, 2006: Dissipation de l'énergie des vagues, *Mémoire de stage de Master2 Physique Océan Atmosphère*.
- J.W Miles, 1957: On the generation of surface waves by shear flows. *J. Fluid Mech.*, 3,185-204.
- R.L Snyder, F.W. Dobson, J.A. Elliot, R.B. Long, 1981: Array measurement of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *J. Fluid Mech.*, 102, 1-59.
- Manuel technique de WAVEWATCH III version 3.13

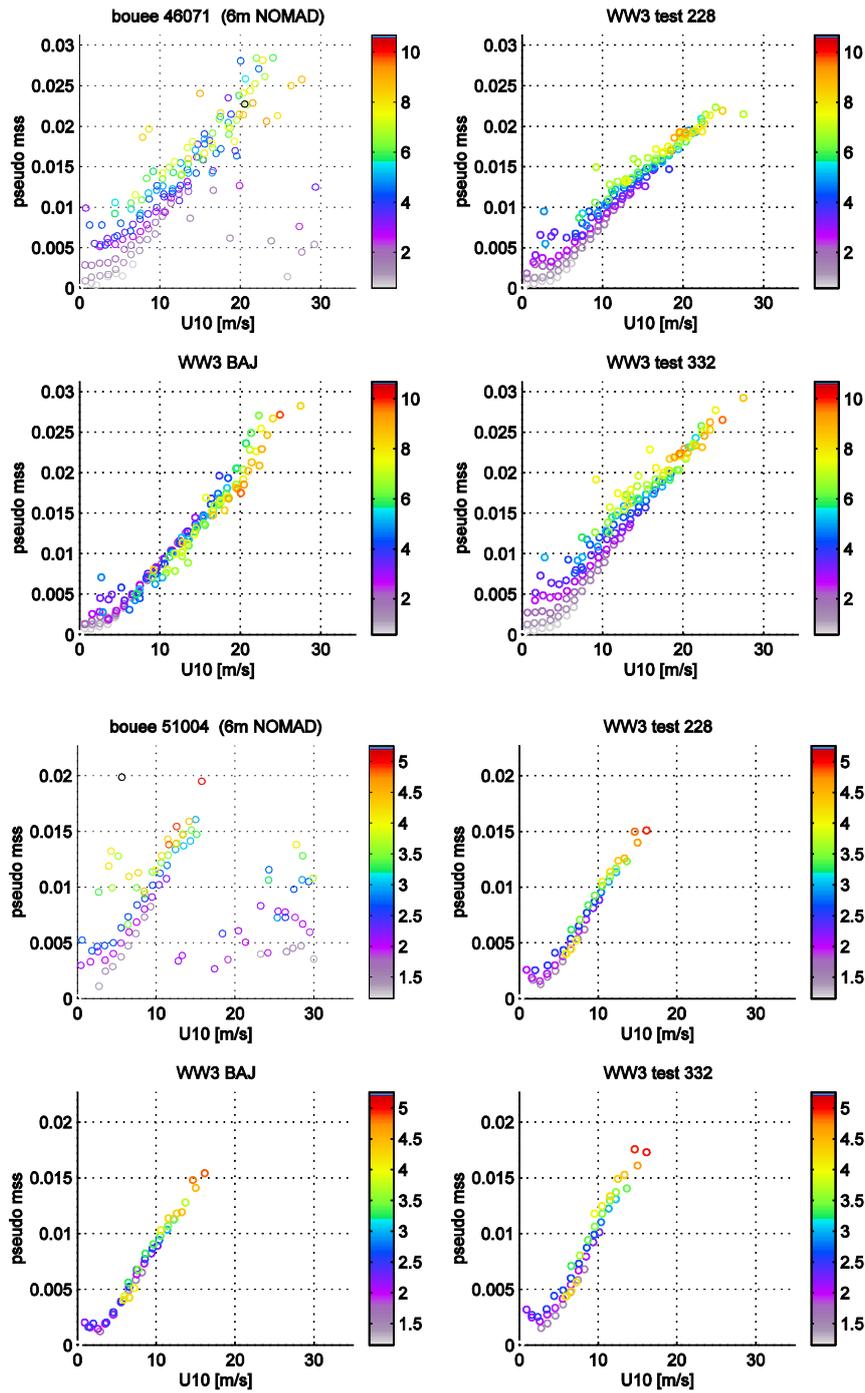
## Annexes

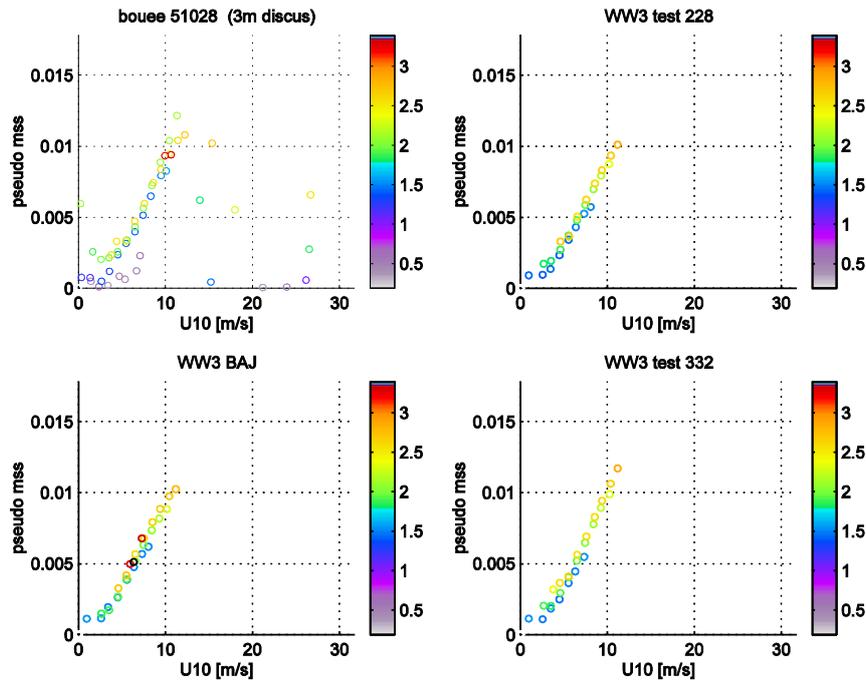
- **ANNEXE 1 : Analyse comparative des données en mss de plusieurs bouées avec différents paramétrages en fonction du vent et de la hauteur significative (en couleur). La mss est ici rangée par classe de 0.8m pour  $H_s$  et 1m/s pour le vent.**



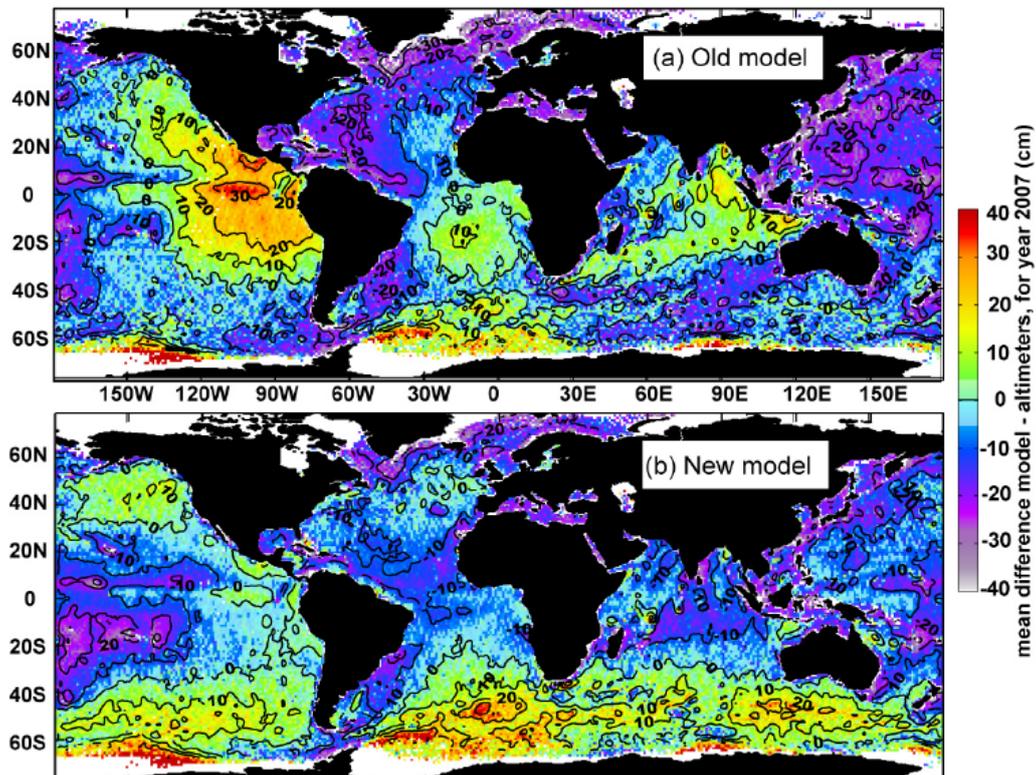








- **ANNEXE 2, [Arduin, Collard, Chapron, 2008]:** carte de biais en Hs, pour les paramétrages BAJ (en haut) et ACC 332 (en bas). Données combinées des observations de JASON, ENVISAT et GEOSAT sur l'année 2007.



- ANNEXE 3 [Ardhuin, Collard, Chapron, 2008]: carte de RMSE pour Hs, pour les paramétrages BAJ (en haut) et ACC 332 (en bas). Données des bouées du NDBC sur l'année 2007.

