# INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

CENTRE DE BREST

# Comparaison entre vents observés *in-situ* et vents déduits de mesures satellitaires (ERS-1) sur l'Atlantique tropical

un rapport scientifique écrit par

Nicolas GRIMA

à la suite d'un stage de D.E.A réalisé au Centre ORSTOM de Brest sous la direction de Jacques Servain

avec la participation de Abderrahim Bentamy, Francis Gohin et Yves Quilfen

Document Scientifique du Centre ORSTOM de Brest N° 69, Juin 1993

# Préface

L'étude présentée dans ce rapport a été effectuée au Centre ORSTOM de Brest et au DRO/OS de l'IFREMER durant la période mars 1992 - juin 1992, ceci dans le cadre du stage de DEA de Nicolas Grima, étudiant à l'Université Denis Diderot (Paris VII) au sein de la Formation Doctorale "Méthodes Physiques en Télédétection" (Pr. C. Klapisz).

Il s'agit d'une comparaison sur l'Atlantique tropical entre le vent in-situ fourni par le réseau des navires marchands et le vent "satellitaire" déduit des mesures du diffusiomètre embarqué sur ERS-1; ce travail devant servir comme préparation à une assimilation ultérieure de ces deux sources de données. C'est une suite logique à l'étude effectuée précédemment par A. Muzellec (1990) qui faisait état d'une comparaison, et d'un mélange, entre les données de vent in-situ et celles déduites de l'altimètre embarqué sur le satellite GEOSAT. Mais alors que dans le cas de l'altimètre de GEOSAT on ne pouvait traiter que le module du vent, ici, grâce aux données du diffusiomètre d'ERS-1, on a accès à la décomposition vectorielle du vent.

Malgré la brièveté de cette étude (4 mois), les résultats décrits dans ce rapport sont nombreux et intéressants. Il est ainsi montré que, tenant compte de la contrainte d'anisotropie régionale du vecteur vent sur la région de l'Atlantique tropical, le vent "bateaux" pourra être mélangé au vent"ERS-1" suivant des critères statistiques identiques.

En tant que responsable du stage de DEA de Nicolas Grima à Brest, je le félicite pour le sérieux et le dynamisme avec lequel il a entrepris cette étude. Je tiens aussi à remercier les collègues du DRO/OS de l'IFREMER qui ont pris une part déterminante dans l'encadrement de ce stage, à savoir Abderahim Bentamy, Francis Gohin et Yves Quilfen. Je n'oublie pas non plus que ce travail a bénéficié des résultats d'une précédente étude (Le Naour, 1992) effectuée au DRO/OS à partir des seules données de vent du diffusiomètre d'ERS-1.

Cette étude, soutenue par le PNEDC dans le cadre de la contribution française au programme TOGA sur l'Atlantique, a bénéficié des moyens logistiques et informatiques de l'IFREMER et de l'ORSTOM, et d'un complément financier de la part du CNRS/INSU. L'IFREMER et l'ORSTOM (Département TOA) doivent en outre être remerciés pour avoir soutenu financièrement Nicolas Grima durant son séjour à Brest.

> Jacques Servain Centre ORSTOM de Brest

# MERCI:

- à M. Le Guen, responsable du Centre ORSTOM de Brest, pour m'avoir offert la possibilité d'effectuer mon stage au Centre ORSTOM de Brest.
- à Mme K. Katsaros, chef du Département DRO/OS de l'IFREMER, pour m'avoir accueilli dans les locaux du CERSAT-DRO/OS.
- à Jacques Servain, pour sa patience, sa qualité d'écoute et son aide en matière d'océanographie.
- à Abderrahim Bentamy, pour sa disponibilité, ses conseils en matière de télédétection et d'analyses numériques, sans lequel il ne m'aurait pas été possible d'utiliser avec bénéfice des données du diffusiomètre de ERS-1.
- à Francis Gohin, sans lequel toute cette étude n'aurait pas été réalisable.
- à Yves Quilfen, pour ses questions pertinentes concernant les différents résultats de ce travail.
- Enfin merci à toutes les personnes de l'ORSTOM, du DRO/OS et du CER-SAT pour leur aide, leur accueil et leur amitié.

Nicolas Grima

# SOMMAIRE

# > Introduction

> Chapitre I: Origine des données du vent et la méthode géostatistique:	I.1
I.1- Les mesures de vent in-situ	I.1
I.2- Le satellite ERS-1	I.1
I.3- Les mesures de vent du diffusiomètre	I.2
I.4- La méthode géostatistique	I.4
• I.4.1- Le variogramme	I.4
Le variogramme empirique	I.4
Le modèle de variogramme	I.5
Le variogramme empirique spatio-temporel et son modèle	I.6
• I.4.2- Le krigeage	I.7
≻ Chapitre II: Analyse statistique des données de vent <i>in-situ</i> :	П.1
II.1- Echantillonnage des données du vent $in$ -situ	II.1
• II.1.1- Introduction	II.1
• II.1.2- Etude statistique des données in-situ	II.2
II.2- Les variogrammes	II.3
• II.2.1- Variogrammes de la vitesse du vent in-situ	II.3
• II.2.2- Variogrammes des composantes du vent in-situ	II.3
≻ Chapitre III: Analyse statistique des données du diffusiomètre:	Ш.1
III.1- Echantillonnage des données du diffusiomètre	III.1
•III.1.1- Introduction	III.1
•III.1.2- Etude statistique des données du diffusiomètre	Ш.2
III.2- Les Variogrammes	III.2
•III.2.1- Variogramme de la vitesse du vent des données	
du diffusiomètre	Ш.3
•III.2.2-Variogramme des composante du vent des données	
du diffusiomètre	Ш.3
Les variogrammes de la composante N-S	Ш.3
Les variogrammes de la composante E-W	Ш.4

> Chapitre IV: Choix des modèles de variogramme					
et étude de la stationnarité :					
IV.1- Choix des modèles de variogramme	IV.1				
•IV.1.1- Le modèle de variogramme de la vitesse du vent					
•IV.1.2- Les modèles de variogramme des composantes du vent					
IV.2- Introduction à l'étude de la stationnarité					
IV.3- Etude de la stationnarité par la méthode des anomalies					
•IV.3.1- Introduction					
•IV.3.2- Variogrammes des anomalies	IV.3				
➤ Chapitre V: Colocalisations.					
Etude comparative des champs in-situ et diffusiomètre:	<b>V.1</b>				
V.1- Colocalisations	<b>V</b> .1				
•V.1.1- Analyses des premiers moments	<b>V</b> .1				
D Pour le module de la vitesse	V.2				
□ Pour la composante N-S	V.2				
D Pour la composante E-W	V.2				
<ul> <li>V.1.2- Régressions orthogonales</li> </ul>					
□ Pour le module de la vitesse	<b>V</b> .2				
□ Pour les composantes	V.2				
V.2- Etude par décade	<b>v</b> .3				
•V.2.1- des champs de la vitesse du vent	V.4				
u La première décade	V.4				
□ La seconde décade	V.4				
u La troisième décade	<b>V</b> .5				
•V.2.2- des champs des composantes du vent	V.5				

- ≻ Conclusion:
- ➤ Bibliographie
- >> Annexe A: Partie théorique du variogramme
- > Annexe B: Partie théorique du krigeage
- ≻ Annexe C: Les modèle de rétrodiffusion

INTRODUCTION

La connaissance des phénomènes d'intéractions thermodynamiques entre l'océan et l'atmosphère est indispensable à l'étude du climat. Ceci est notamment vrai en zones tropicales où ces phénomènes sont rapides et efficaces. Parmi les paramétres physiques nécessaires à connaître à l'interface océan-atmosphère, le vent est certainement celui qui a le plus d'importance. Afin de modéliser dans les meilleurs conditions possibles la circulation des masses océaniques, il s'avère utile de déterminer le champ de vent à l'interface air/mer sur un réseau régulier pour une région au moins équivalente à celle d'un bassin, et avec une échelle temporelle au plus mensuelle.

Jusqu'aux premières observations satellites, la seule source de mesures du vent sur l'océan provenait d'observations météorologiques de surface effectuées en routine par un ensemble de navires sélectionnés. Généralement l'échantillonnage spatio-temporel de ces observations a permis de créer des champs synoptiques de vent selon un maillage de 2° de longitude sur 2° de latitude et à une échelle temporelle égale au mois (Servain, 1990). Ces observations *in-situ* ont rendu et continueront à rendre de précieux services en ce qui concerne la mesure de paramétres climatologiques.

Dorénavant, par l'intermédiaire de la théorie de la rétrodiffusion des ondes électromagnétiques, les satellites équipés de diffusiomètres et/ou d'altimètres permettent d'estimer les caractéristiques du vent à la suite d'une analyse de l'état de la surface de la mer. Les observations ainsi obtenues ont une densité spatiale qui autorise le recouvrement de la quasi totalité de la zone de recherche en un temps relativement bref (quelques jours).

La région étudiée ici est l'Atlantique tropical. Le choix de cette région a été fait en fonction de l'intérêt développé par les recherches de l'ORSTOM dans cette zone, plus particulièrement en ce qui concerne sa contribution au programme de recherche international TOGA (Tropical Ocean - Global Atmosphère). C'est aussi une des zones d'intérêt pour le CERSAT-DRO/OS (IFREMER) en matière d'océanographie spatiale.

Le champ de vent présent dans cette région est caractérisé par un mouvement de convergence de part et d'autre de l'équateur. La zone d'intéractions entre les deux fronts, nommée "Inter-Tropical Convergence Zone" (ITCZ), varie annuellement entre 2°S et 14°N. Elle sépare les alizés de secteur Nord-Est au nord des alizés de secteur Sud-Est au sud dont la variabilité saisonnière est différente (Hastenrath and Lamb, 1977; Servain *et al.*, 1985). En effet c'est en février et sur une vaste zone que l'on observe un maximum de vent au nord de l'ITCZ alors que celui-ci s'observe en octobre-novembre et sur une surface plus réduite au sud de cette limite. Cette différence

spatiale est énergiquement compensée par un plus long séjour (7 mois) de ce phénomène au sud qu'au nord (5 mois) (Servain et Legler, 1986).

Ce sont les données *in-situ* et du diffusiomètre (ERS1) mesurées au cours du mois de novembre 1992 qui sont utilisées. Il se trouve que les structures de champ de vent à cette période se rapprochent de la moyenne climatique annuelle de la région (Figs. 1 et 2).

De façon générale, le vecteur vent est défini par le module de sa vitesse et par ses composantes E-W et N-S. Ces dernières sont respectivement nommées "U" et "V", elle se calculent en fonction du module du vent "W" et de sa direction " $\theta$ " (U=W sin  $\theta$ , V=W cos  $\theta$ ). Les valeurs de U et V sont comptées positivement respectivement vers l'est et le nord.

L'élaboration du champ de vent à partir de chacune des deux sources de données, est obtenue à l'aide d'un modèle statistique (variogramme) et d'une méthode d'analyse géostatistique utilisant le principe du "krigeage" (Matheron, 1963).

Cette étude prolonge les travaux déjà effectués par Muzellec (1991), Le Naour (1992) et Servain *et al.* (1993). Elle a pour but de définir et de tester, à l'aide d'une série d'outils statistiques, les observations *in-situ* d'un coté, et les observations du diffusiomètre de l'autre. Ceci afin d'utiliser ultérieurement une combinaison simultanée de ces deux sources de données, et ainsi de contribuer à la production d'un champ de vent, et suivant une résolution spatio-temporelle adéquate pour être injecté dans des travaux de modélisation.

Les différentes étapes de l'étude sont rapportées à travers les chapitres suivants:

- le premier chapitre aborde de façon générale l'origine des données ainsi que les méthodes géostatistiques employées.

- le deuxième et le troisième chapitre traitent de l'analyse statistique et géostatistique des données des deux sources de mesures.

- après avoir choisi une structure spatio-temporelle qui définisse au mieux le vent (variogramme), on regarde en détail au chapitre IV la stationnarité du phénomène.

- afin d'optimiser les conditions de mélanges entre les deux sources de données, une comparaison entre les champs de vent *in-situ* et aux champs du diffusiométre est menée au chapitre V.

- pour finir un catalogue de ces conditions d'optimisation du mélange est donné au chapitre VI.

MONTHLY MEAN

NOVEMBER 1964-1989



Figure 1

# TOTAL MONTHLY MEAN

1964-1989



Figure 2

introduction.3

# CHAPITRE I: ORIGINE DES DONNEES DE VENT ET LA METHODE GEOSTATISTIQUE

#### I.1- Les mesures de vent in-situ:

Les observations de vent *in-situ* font parties de l'ensemble des données météorologiques effectuées en routine à la surface de l'océan mondial. Elles proviennent principalement de navires sélectionnés, occasionellement de bouées en dérive ou de plateformes ancrées. Elles sont transmises en temps quasi-réel par radio ou par satellite sur le Système Mondial de Télécommunications (SMT) et reçues par le National Climatic Center (NCC) à Washington. Les données concernant la région de l'Atlantique tropical (30N-20S; 60W-20E) sont ensuite sélectionnées à la Florida State University (FSU) à Tallahassee. Elle arrivent finalement au centre ORSTOM de Brest où J. Servain, utilisant une méthode d'analyse objective (Servain, 1990), construit les champs de vent mensuels de pseudo-tension. Ce travail, effectué en routine en début de chaque mois, s'inscrit dans le cadre du programme international "Tropical Ocean - Global Atmosphere" (TOGA), dont l'un des principaux objectifs est une surveillance en temps réel des conditions climatiques pour les zones tropicales océaniques.

Les fichiers utilisés comportent les informations suivantes:

- date (année, mois, jour, heure)
- lieu (latitude, longitude)
- o code d'identification (bateaux, bouées...)
- u vitesse du vent
- direction du vent
- □ plus d'autres informations dont on ne se servira pas dans la présente étude.

# I.2- Le satellite ERS1:

Le satellite européen de télédétection (ERS1), lancé le 17 juillet 1991 par l'Agence Spatiale Européenne (ESA), a pour premier objectif l'étude des océans. Il recueille différentes observations, dont la vitesse et la direction du vent par l'intermédiaire du coefficient de rétrodiffusion, le niveau moyen de la surface de la mer, etc.... Ces observations devront permettre une meilleure compréhension des phénomènes intervenant dans les intéractions thermodynamiques entre les océans et l'atmosphère.

Le satellite ERS1, qui pèse près de 2400 kg, évolue à une altitude variant entre 782 et 785 km. Il suit une orbite polaire rétrograde dont l'inclinaison par rapport au plan équatorial est de l'ordre de 98,52°, lui permettant ainsi d'observer la presque totalité des régions du globe. Sa période autour de la terre est d'environ 110 mn. Dans le cadre d'études complémentaires, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) a programmé différentes périodes de son cycle de couverture autour du globe; tout d'abord une période de 3 jours permettant une calibration et une validation des différents instruments placés à bord (Bentamy, 1992; Queffeulou et Bentamy, 1992), puis une période de 35 jours pour le relevé de mesures géophysiques et enfin une période de 176 jours pour une utilisation en altimétrie fine.

Le satellite transporte à son bord une série d'appareils de mesures et de télécommunications (Bulletin ESA, 1991):

➡ le S.A.R. (Synthetic Aperture Radar) en mode image:

c'est un radar fonctionnant en mode actif, qui fournit des images en haute résolution de la surface du globe sur une fauchée de 100 km de large. Ces images servent à la recherche des caractères topographiques et physiques d'une région.

➡ le S.A.R. en mode vague:

ici, le radar fournit des imagettes de 5 km sur 5 km. Chacune d'elles permet l'estimation du spectre des vagues.

➡ le RADAR altimétrique (altimètre):

permet d'obtenir la hauteur significative du niveau moyen de la surface de la mer et le module de la vitesse du vent à une altitude de 10 mètres au dessus de la surface des océans.

le RADAR diffusiomètrique (diffusiomètre):

permet lui aussi d'obtenir le module de la vitesse du vent à 10 mètres, mais aussi sa direction grâce à des mesures effectuées selon trois angles différents. Ce sont principalement les observations du diffusiomètre qui vont être utilisées par la suite.

#### I.3- Les mesures de vent du diffusiomètre: (Fig. I.1)

Cet instrument est doté de trois antennes placées respectivement à  $45^{\circ}$ ,  $90^{\circ}$  et  $135^{\circ}$  par rapport à la trace du satellite. Ces antennes sont constituées de capteurs actifs micro-ondes fonctionnant à la fréquence f=5.3 Ghz (C band) ± 200 khz. Elles décrivent au sol une fauchée de 500 km de large avec une résolution spatiale de 50 km sur 50 km. Le centre des cellules de résolution est situé aux noeuds d'une grille de 25 km sur 25 km (Fig. I.1). On obtient ainsi, pour chaque cellule, trois mesures indépendantes sous trois angles différents et à des temps très proches.

Grâce au diffusiomètre on mesure le coefficient de rétrodiffusion  $\sigma$ o à la surface des océans qui est proportionnel au rapport de la puissance rétrodiffusée sur la puissance émise par l'antenne radar. Ce principe repose sur la théorie de la rétrodiffusion de Bragg des ondes électromagnétiques (Robinson, 1985). La relation entre la puissance transmise et la puissance reçue par le radar est donnée par l'équation (Stewart, 1985):

$$\sigma_0 = \frac{(4\pi)^3 h^4 P_r}{t^2 G^2 \Gamma^2 P_t}$$
(I.1)

où h est l'altitude du satellite

G le gain de l'antenne

P<sub>t</sub> la puissance transmise par le satellite

 $P_r$  la puissance reçue par le satellite

t la transmittance de l'atmosphère  $\Gamma$  la longueur d'onde du signal émis

La puissance rétrodiffusée par la surface de la mer dépend de l'état de celle-ci. Ainsi lorsque l'état de la mer est "lisse" sa surface se comporte comme un miroir et la puissance de l'onde réémise vers le satellite est très faible. Dans le cas où l'état de la mer est "rugueux" les multiples facettes qui composent sa surface contribuent à la rétrodiffusion d'une onde dont la puissance est relativement forte. Celle-ci dépend évidemment de l'angle d'incidence. Sachant que la rugosité de la surface de la mer est largement influencée par le vent, l'équation radar permet de relier le coefficient de rétrodiffusion à la vitesse et à la direction du vent.

Ces données sont traitées en temps réel par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et en temps différé au centre d'archivage et de traitement (CERSAT) situé au centre IFREMER de BREST.

En mode différé, le passage du coefficient de rétrodiffusion au vecteur vent se fait grâce à la minimisation de la distance du maximum de vraisemblance entre la surface expérimentale représentée par les trois coefficients de rétrodiffusion observés et la surface théorique représentée par le modèle (Quilfen *et al.*, 1991). Ce modèle, désigné par CMOD2-I2 (Bentamy, 1993), a été développé par l'utilisation de données bouées. Il réuni toutes les spécifications fixées par l'ESA. La formulation analytique de ce modèle est (annexe C): .

$$\sigma_0 = 10^{\alpha + \beta \times \sqrt{V}} \times (1 + B\cos\theta + C\cos2\theta)$$



Figure I.1

## I.4- La méthode géostatistique:

• I.4.1- Le variogramme: (voir annexe B pour plus de développement théorique)

• Le variogramme empirique:

Le demi-variogramme, appelé variogramme empirique, est calculé à partir des variables aléatoires (Gohin, 1987). Il est défini par:

$$\Gamma(h) = \{E(W(X+h) - W(X))^2\}/2$$

où W(X+h) et W(X) désignent les valeurs de la variable aléatoire aux points X+h et X séparés par le vecteur "h"et  $E(...)^2$  le moment d'ordre deux (ou variance). Le variogramme a la dimension de la variable au carré.

De toutes les propriétés du variogramme nous nous intéresserons seulement à son comportement à l'origine et à sa pente qui définissent respectivement le bruit pur et le niveau de corrélation des variables *W*.

Le bruit pur est appelé "pépite"; ce terme tire son origine des gisements aurifères dont la densité en or montre des irrégularités bien marqué.

L'aspect du variogramme diffère suivant les éléments structuraux de la variable, il peut être classé parmi trois types:

- le type parabolique:



l'allure parabolique caractérise une variable régulière dans l'espace des "h".

- le type linéaire:



ici l'allure linéaire du variogramme caractérise une régularité de la variable moins prononcée que dans le cas du type parabolique. L'effet de pépite apparait nettement caractérisant le bruit pur de la variable.



- le type pépitique:

c'est un cas extrême du variogramme. Il caractérise l'inéxistance de toute structure dans les variables et un effet de pépite pur.

le modèle de variogramme:

On associe aux variogrammes empiriques les trois modèles de variogramme représentés figures I.2. Ces modèles, couramment utilisées en géostatistique, ont pour équation:

- équation du modèle sphérique:

$$\Gamma(h) = \frac{\omega}{2} \times \left(3 \times \frac{|h|}{a} - \left(\frac{|h|}{a}\right)^3\right)\Big|_{(h \le a)}$$
$$\Gamma(h) = \omega|_{(h > a)}$$

- équation du modèle exponentiel:

$$\Gamma(h) = \omega \times (1 - exp(-\frac{|h|}{a}))$$

- équation du modèle gaussien:

$$\Gamma(h) = \omega \times (1 - exp(-\frac{|h|}{a})^2)$$

On s'intéressera tout particulièrement au modèle exponentiel qui s'adapte parfaitement aux critères des données utilisées (Muzellec, 1991; Le Naour, 1992). Les éléments structuraux de la variable, qui ont servi au calcul du variogramme empirique, sont caractérisés par la portée nommée "a" et le palier nommé " $\omega$ ":

- la portée "a" : correspond à la valeur limite du vecteur h au delà de laquelle il n'y a pas de structure ou de corrélation entre les variables aléatoires W.
- le palier "ω" : correspond à la valeur du variogramme lorsqu'il y a décorrélation totale des variables aléatoires W.

a le variogramme empirique spatio-temporel et son modèle:

Les données de vent *in-situ* ainsi que les données du diffusiomètre, repérées en espace et en temps, vont permettre le calcul du variogramme empirique spatio-temporel, à l'aide de l'équation:

$$\Gamma(h, l) = \{ E(W(X+h, T+l) - W(X, T))^2 \} / 2$$
(I.2)

Chaque unité de l et h représente respectivement un intervalle de temps (exprimé en heure) et un intervalle de longueur (exprimé en km) qu'on nommera "pas". Ces pas seront fixés suivant l'échantillonnage des données.

Ensuite on modélisera ce variogramme empirique spatio-temporel sous la forme d'une fonction exponentielle bidimentionnelle:

$$\Gamma_{mod}(h, l) = \omega \times (1 - exp\left(-\frac{(h+b \times l)}{a}\right))$$

où  $\omega$  représente le palier en m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> a est la portée spatiale en km et b/a est la portée temporelle en heures Cette modélisation se fera à l'aide d'une minimisation de la différence des deux variogrammes  $\Gamma(h,l)$  et  $\Gamma_{mod}(h,l)$ . Le critère de minimisation (Bentamy et Ezraty, 1987) se met sous la forme:

$$D(\Gamma, \Gamma_{mod}) = \left(\frac{1}{n} \times \sum_{h} \left(\frac{n_{h, l}}{n} \times \left(\Gamma(h, l) - \Gamma_{mod}(h, l)\right)^2\right)\right)^{\frac{1}{2}}$$
(I.3)

où  $n_{h,l}$  représente le nombre de couples de points séparés de h (espace) et de l (temps) et n le nombre total de couples de variables ayant servis au calcul du variogramme empirique.

Il est important de noter que le modèle de variogramme doit s'ajuster au mieux avec le variogramme empirique spatio-temporel, ceci afin de transmette lors du krigeage (paragraphe suivant) le maximum d'information sur les éléments structuraux de la variable étudiée.

#### • I.4.2- Le krigeage: (voir annexe B pour le principe théorique)

Le krigeage a été introduit en 1953 par D.G. Krige, statisticien sud africain à la suite de travaux qu'il réalisa en matière d'estimations minières. Grâce à l'essor de la géostatistique (Matheron, 1970), cette théorie se développa et on la retrouve aujourd'hui dans de nombreux domaines (géophysique, prospection pétrolière, pêche...).

Cette méthode permet d'estimer les valeurs locales d'un champ sur un maillage régulier à partir des points de mesures voisins, tout en tenant compte des éléments structuraux de la variable contenus dans le modèle de variogramme (effet de pépite, portées...).

Dans notre cas on découpe la zone étudiée suivant un réseau régulier de mailles dont la taille doit tenir compte du "caractère zonal" du vent qui est plus prononcé (alizés) que son "caractère méridien". De plus, lors de l'étude de l'échantillonnage des données du diffusiomètre (Chapitre III), on constate une plus grande concentration de l'échantillonnage en latitude au détriment de la longitude, ceci étant une conséquence de l'orbite quasi-polaire du satellite. On décide de fixer la taille de la maille à 2° en longitude et 1° en latitude.

La recherche de voisinage, qui consiste à prendre en compte les mesures contenues dans les mailles voisines, est une étape importante du krigeage. Le nombre recherché de points voisins correspond au meilleur compromis entre le temps de calcul et l'information apportée. La détermination de ce nombre de points se fait en considérant les élément structuraux (variogramme) et l'échantillonnage des données.

On verra au chapitre V que la méthode de krigeage impose un filtrage des données du diffusiomètre.



modèle en  $h^{\perp}$ :  $\gamma(h) = \omega |h|^{\perp}$ 



$$\gamma(h) = \omega \left[ 1 - e^{-\frac{1}{4}} \right]$$





## CHAPITRE II: ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES DE VENT *IN-SITU*

#### **II.1-** Echantillonnage des données du vent *in-situ*:

#### • II.1.1- Introduction:

Notre étude porte sur la région de l'Atlantique tropical (30N-20S; 60W-20E) et sur tout le mois de novembre 1992. Le fichier *in-situ* correspondant à cette période comporte **8359** observations. Après une sélection des vitesses du vent, consistant essentiellement en l'élimination des données jugées aberrantes (erreurs grossières de mesures et/ou problème dans le circuit d'acheminement des données), nous ne gardons que **6422** observations réparties en **6054** observations "bateaux" et **368** observations "bouées". On note que la vitesse et la direction de vent des mesures *in-situ* sont respectivement arrondies au noeud (0,51 m/s) et à la dizaine de degrés.

L'altitude au-dessus de la surface de l'océan à laquelle est effectuée la mesure du vent par anémomètres n'est pas transmise en même temps que la donnée elle même: suivant la grandeur et le type des navires elle peut varier de plusieurs mètres. Il a été constaté (Wilkerson and Earle, 1990) que la vitesse du vent relevée par les bateaux dotés d'anémomètres est généralement supérieure de 1 à 2 m/s aux mesures des bouées NOAA qui ont servi de référence. Cependant, environ 70% des mesures (Kent *et al.*, 1991) sont estimées en caractérisant visuellement la surface de la mer par l'utilisation de l'échelle Beaufort. Paradoxalement les mesures visuelles donnent de meilleurs résultats que les mesures effectuées avec des anémomètres, souvent mal étalonnés et/ou mal positionnés sur le navire (Kent *et al.*, 1991).

La répartition spatiale des données dépend des routes empruntées par les navires. C'est pour cette raison que l'on remarque (Fig. II.1) une plus grande densité des mesures dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. L'échantillonnage temporel de ces observations se fait généralement toutes les 6 heures. Cette répartition en espace et en temps a une influence majeure sur les résultats du variogramme (Chap. II.2).

Malgré tous les problèmes inhérents à cette source de données on note cependant que le "vent bateaux" a permis de donner (et donne encore) des informations inestimables, en particulier en ce qui concerne le forcage dynamique des océans (*e.g.* Reverdin *et al.*, 1991).

On fera attention de ne pas calculer les variogrammes empiriques spatio-temporel

à partir d'observations proches en temps et en distance venant d'un même bateau ou d'une même bouée. Dans ce cas les erreurs (ou bruits purs) sur les mesures sont corrélées, ce qui diminue l'effet de pépite à l'origine du variogramme.

• II.1.2- Etude statistique des données in-situ:

Cette étude consiste essentiellement à évaluer les premiers moments de la vitesse, de la direction, des composantes N-S et E-W et à estimer leurs histogrammes. Le tableau 1 donne les paramétres statistiques:

	Min.	1 <sup>er</sup> Qu.	Médiane	Moy.	3 <sup>td</sup> Qu.	Max.
vitesse du vent en m/s	0,51	5,14	6,68	6,97	8,74	24,16
directions en °	10	60	100	115	140	360
composantes N-S en m/s	-23,13	-3,87	0,00	-0,57	3,08	18,04
composantes E-W en m/s	-20,92	-6,84	-4,63	-4,34	-1,76	14,49

Tableau 1 : Caractéristiques des histogrammes

L'histogramme (Fig. II.2) de la vitesse du vent indique des valeurs comprises entre 0,51 et 24,16 m/s, et une valeur moyenne de 6,97 m/s. La médiane étant proche de la valeur moyenne on en déduit que la répartition des vitesses a une symétrie régulière autour de cette moyenne.

L'histogramme (Fig. II.3) de la direction du vent indique une moyenne de 115°, ce qui correspond à un vent de secteur Est. Ceci est une caractéristique des alizés qui sont majoritairement rencontrés dans la zone d'étude:



L'histogramme (Fig. II.4) de la composante N-S indique une moyenne de -0,57 m/ s; il caractérise l'opposition qu'il y a entre les composantes N-S au nord de l'ITCZ (vent de secteur Nord) et les composantes N-S au sud de l'ITCZ (vent de secteur Sud).

L'histogramme (Fig.II.5) de la composante E-W indique une moyenne négative de -4,34 m/s. C'est une conséquence directe des résultats trouvés pour l'histogramme de la direction du vent. Les vents de secteur Est (alizés) sont majoritairement représentés dans cette région du globe.

#### **II.2-** Les variogrammes:

Le variogramme empirique spatio-temporel se calcule à l'aide de Eq. I.2 (page I.6). A la suite de l'étude et des remarques faites sur l'échantillonnage des mesures *in-situ*, on choisit de prendre un pas égal à 6 heures pour l et un pas égal à 50 km (à l'équateur 1° de longitude =111km) pour h (cf. Muzellec, 1991).

#### • II.2.1- Variogrammes de la vitesse du vent in-situ:

Le variogramme empirique spatio-temporel est représenté figure II.6. On remarque tout de suite le caractère bruité du variogramme, conséquence du faible nombre de couples de points qui ont permis son calcul (Fig. II.7). On peut cependant relever ses principales caractéristiques; le palier est à environ  $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$  et la pépite de l'ordre de 3 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>. On détermine la valeur exacte de la pépite par l'évaluation de la valeur du variogramme à l'origine; on trouve 3,1 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>.

La simple visualisation de la figure II.6 ne permet pas la détermination avec précision des portées spatiale et temporelle. Une modélisation du variogramme empirique est nécessaire (Fig. II.8).

Le critère de minimisation qui permet de modéliser au mieux le variogramme empirique a été donné précédemment (Eq. I.3). A la suite de ce calcul on trouve l'équation du modèle:

$$\Gamma_{mod}(h, l) = 3, 10 + 6, 98 \times (1 - exp\left(\frac{-(h+40, 15 \times l)}{899, 81}\right))$$

Une comparaison en distance pour chaque intervalle de temps entre le variogramme empirique et son modèle est faite figure II.9. Le modèle du variogramme semble à quelques exceptions près ajuster au mieux le variogramme empirique.

On en déduit que le variogramme atteint spatialement son palier vers 900 km et temporellement vers 6 jours (((899.81/40.15)×6)/24=6 jours). Ceci signifie qu'au delà de ces limites les vitesses de vent *in-situ* ne sont plus corrélées.

#### • II.2.2- Variogrammes des composantes du vent *in-situ*:

Les variogrammes empiriques spatio-temporel des composantes N-S et E-W des données *in-situ* sont respectivement représentées figure II.10 et figure II.11. On remarque une différence de palier entre l'axe des distances et celui du temps. Pour une étude plus précise de ce phénomène, on a tracé un modèle exponentiel qui interpole au mieux les valeurs instantanées en espace et en temps du variogramme. Les courbes obtenues sont représentées figure II.12. Tandis que les courbes dépendantes du temps ont leurs paliers qui se stabilisent vers  $15,7 \text{ m}^2/\text{s}^2$  pour la composante N-S et vers 9,0 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> pour la composante E-W, les courbes dépendantes de la distance ne cessent de croître vers un palier très supérieur aux paliers temporels. De manière générale un tel phénomène traduit un régime non stationnaire de la variable étudiée. Or, sur cette région du globe, le vent a tous les critères de stabilité. On en conclu que l'hypothèse faite sur l'espérance des accroissements d'ordre 0, fixée à 0 (Annexe A), ne suffit pas au calcul du variogramme en composantes. Elle ne permet pas de mettre en évidence l'anisotropie régionale constatée sur la zone étudiée. Pour contourner ce problème on

va supposer que chaque donnée *in-situ* est la somme d'une valeur moyenne et d'une composante résiduelle qu'on nommera "anomalie". Cette étude sera menée au chapitre IV.



Figure II.1



Figure II.2

2500

2000

1500

1000

500

ο.

nombre de donnees

histogramme de la composante N-S du vent des mesures in-situ



Figure II.3





-10

0

composante N-S du vent

-20

Figure II.5



histogramme de la direction du vent des mesures in-situ

00 1

20

10



Figure II.6

Figure II.7



Figure II.8







variogramme spatio-temporel empirique de la composante N-S du vent des mesures in-situ

Figure II.11



Figure II.12 II.9

# CHAPITRE III: ANALYSE STATISTIQUE DES DONNEES DU DIFFUSIOMETRE

### III.1- Echantillonnage des données du diffusiomètre:

• III.1.1- Introduction:

Le fichier relatif aux mesures du diffusiomètre de ERS1 sur la zone d'étude (30N-30S; 60W-20E) et pour le mois de novembre 1992 contient **479856** données qui ont été préalablement filtrées afin que le module de la vitesse du vent soit compris entre 0 et 25 m/s et la direction entre 0 et 360 degrés.

Pour le mois de novembre 1992, on dénombre 6 passages du satellite sur la zone étudiée pour une durée d'observation de 1 jour, ce qui fait au plus 20 fauchées tous les trois jours (voir représentation des fauchées figure III.1). Cet échantillonnage spatial permet tous les trois jours de recouvrir la presque totalité de l'Atlantique tropical, avec une densité maximale aux croisements des fauchées. Certaines fauchées sont incomplètes ou discontinues. Ceci se produit généralement lorsque la mesure de la vitesse du vent est en dessous de 2 m/s. C'est en effet pour les vents faibles que les algorithmes de levé de doute sur la direction risquent d'introduire un basculement de 180° du champ de vent (Quilfen,1992).

On considéra par la suite que les mesures d'une même fauchée sont réalisées au même instant "t", le satellite traversant la région en 19 minutes environ. Ceci n'est pas vrai dans l'absolu mais cette hypothèse semble être raisonnable au regard de l'évolution temporel du phénomène étudié.

L'orbite quasi polaire du satellite ERS1 implique des mesures asynoptiques du diffusiomètre. En effet on remarquera que deux fauchées proches en distance sont éloignées en temps et que deux fauchées proches en temps sont éloignées en distance.

Prenons l'exemple des 4 fauchées de la figure III.2.

Si l'on considère que la fauchée nº1 est à  $t_1=0h$ , les fauchées 2, 3, 4 sont respectivement à  $t_2=+12h$ ,  $t_3=+24h$ ,  $t_4=+36h$ . On remarque que deux fauchées séparées de 12 heures ( $\pm k \times 12h$ ) se croisent, tandis que deux fauchées séparées de 24 heures ( $\pm k \times 24h$ ) sont parallèles et distantes d'environ 1500 km×k (k étant pris ici comme un entier positif).

La figure III.3 représente le nombre de couples de points qui ont servi au calcul des variogrammes empiriques spatio-temporel de la vitesse et des composantes du vent. On note que les courbes aux instants t=24h, 48h,..., décrivent une "bosse", tandis que les courbes aux instants t=12h, 36h,..., augmentent progressivement en fonction de la distance. Ce phénomène spatio-temporel correspond à une généralisation de l'exemple précédent.

•

### • III.1.2- Etude statistique des données du diffusiomètre:

Les premiers moments de la vitesse, de la direction, des composantes N-S et E-W du vent sont donnés au tableau 1, ainsi que leurs histogrammes. Devant le grand nombre de données du diffusiomètre on a été contraint de ne prendre que 1 mesure sur 4:

	Min.	1 <sup>er</sup> Qu.	Médiane	Moy.	3 <sup>td</sup> Qu.	Max.
vitesse du vent en m/s	2,55	5,72	6,94	7,06	8,21	16,95
directions en °	0	76	113	117	144	359
composantes N-S en m/s	-16,82	-2,40	1,92	1,02	4,73	14,05
composantes E-W en m/s	-13,91	-6,76	-5,17	-4,59	-3,11	14,18

Tableau 1 : Caractéristiques des histogrammes

L'histogramme (Fig. III.4) de la vitesse du vent est répartie entre 2,55 et 16,95 m/s et a une valeur moyenne de 7,06 m/s. On remarque que l'intervalle des mesures du diffusiomètre de la vitesse du vent est plus petit que celui des mesures *in-situ*. Ceci résulte du fait que pour le traitement des données du diffusiomètre en temps différé, on ne valide que les mesures de vent dont le module est supérieur à 2 m/s. L'histogramme (Fig. III.5) de la direction du vent a une moyenne de 117°, celle ci est très proche de la valeur trouvée avec les observations *in-situ* (115°). Le modèle du coefficient de rétrodiffusion étant dépendant de la vitesse ainsi que de la direction, les remarques faites pour la vitesse du vent sont aussi valables ici.

Les histogrammes (Figs. III.6 et III.7) des composantes N-S et E-W sont conformes avec la présence d'alizés de secteur Nord-Est au nord de l'ITCZ et d'alizés de secteur Sud-Est au sud de l'ITCZ.

### **III.2-** Les variogrammes:

Les variogrammes spatio-temporels empiriques ont été réalisés à l'aide des mesures des 15 premiers jours de novembre 1992 et en ne prenant qu'un point sur 3. Il ne s'est pas avéré nécessaire de faire le calcul du variogramme empirique sur tout le mois de novembre 1992; en effet ce calcul, très long du point de vue traitement informatique, n'aurait pas apporté d'informations supplémentaires sur les éléments structuraux du vent (Le Naour, 1992).

On utilise l'équation (Eq. I.2) pour le calcul du variogramme empirique spatio-temporel. On choisit un "pas" égal à 1 heure pour l et un "pas" égal à 50 km pour h. Ces choix ont été faits en tenant compte de l'échantillonnage temporel ainsi que de la résolution de 50 km des mesures du diffusiomètre (Le Naour, 1992). On calcule ensuite un modèle de variogramme spatio-temporel à l'aide du critère de minimisation (Eq. I.3). On ne prend ici que les valeurs de  $n_{h,l}$  supérieures à 5000, ceci afin de ne tenir compte que des valeurs significatives du variogramme.

En raison de l'échantillonnage temporel des données du diffusiomètre, les variogrammes empiriques ont des valeurs non nulles uniquement pour des temps multiples de 12 heures. On verra par la suite que ceci rend difficile la lecture des valeurs temporelles du palier et de la portée. • III.2.1- Variogramme de la vitesse du vent des données du diffusiomètre:

La figure III.8 représente le variogramme empirique spatio-temporel. On note un bon échantillonnage du variogramme sur l'axe des distances, ce qui permet une lecture approximative du palier aux environs de 8 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> et de la pépite qui semble très proche de 0 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>. Après une recherche de la valeur du variogramme à l'origine on trouve une pépite égale à 0,13 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>. On admet, et ceci semble raisonnable au vue de la valeur de la pépite des données *in-situ* (3,1 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>), que cette pépite est quasi-nulle. Ce qui signifie que le bruit pur sur les mesures du diffusiomètre est quasi inexistant.

Le calcul exact de la porté spatiale et temporelle se fait à l'aide du modèle de variogramme, dont une représentation est donnée figure III.9.

Le modèle a pour équation:

$$\Gamma_{mod}(h, l) = 0, 13 + 8, 43 \times (1 - exp\left(\frac{-(h+5, 76 \times l)}{925, 54}\right))$$

On en déduit que les portées spatiale et temporelle sont respectivement proches de 925 km et 6,7 jours ((925,54/5,76)/24 = 6,69), ces résultats sont relativement proches des valeurs trouvées pour les données *in-situ*. Une comparaison en distance entre le variogramme empirique et son modèle est représentée figures III.10a et III.10b.

#### • III.2.2- Les variogrammes des composantes du vent des données du diffusiomètre:

On a remarqué que les variogrammes spatio-temporels des composantes des mesures *in-situ* ont des paliers différents en temps et en espace (Chap. II). Il n'en est pas de même pour le diffusiomètre, étant donné le sous échantillonnage temporel de ses observations il est difficile de relever les caractéristiques du variogramme empirique temporel (Fig. III.10). La détermination de la portée temporelle sera estimée par modélisation. Ceci nous permettra de comparer au chapitre V les résultats du krigeage en composantes avec ceux obtenus à l'aide de la méthode des anomalies (chapitre IV).

#### □ Les variogrammes de la composante N-S:

La figure III.11 représente le variogramme empirique spatio-temporel de la composante N-S des mesures de vent du diffusiomètre. Le palier lu en distance est aux alentours de 20 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> et la pépite semble nulle. Pour des raisons équivalentes à celles évoquées précédemment, il faut calculer le modèle de variogramme afin d'estimer au mieux une valeur du palier en temps.

La figure III.12 est une représentation de l'équation du modèle de variogramme:

$$\Gamma_{mod}(h, l) = 17,20 \times (1 - exp(-\frac{(h+7, 5 \times l)}{899,99}))$$

avec un "pas" égal à 50 km pour h et un "pas" égal à 1 heure pour l.

On en déduit que la composante N-S a une portée en distance proche de 900 km et une portée en temps proche de 5 jours ((900/7,5)/24=5).

La figure III.13 représente une comparaison en distance entre le variogramme empirique et son modèle.

□ les Variogrammes de la composante E-W:

La figure III.14 représente le variogramme empirique spatio-temporel de la composante E-W des mesures de vent du diffusiomètre. Le palier lu en distance est aux alentours de 40m<sup>2</sup>/s et la pépite semble nulle. La détermination de la valeur exacte du palier se fait à l'aide du modèle de variogramme spatio-temporel.

La figure III.15 représente l'équation du modèle de variogramme pour la composante E-W:

$$\Gamma_{mod}(h, l) = 57,79 \times (1 - exp\left(-\frac{(h + 11, 88 \times l)}{3205, 93}\right))$$

avec un "pas" égal à 50 km pour h et un "pas" égal à 6 heures pour l.

On en déduit que la composante E-W a une portée en distance proche de 3200 km et une portée en temps proche de 11 jours ((3205/11,88)/24=11,24). Ce résultat est satisfaisant. Car il met en évidence le caractère zonal du vent (alizés) dans cette région: on relève en effet une portée spatiale beaucoup plus élevée pour la composante E-W que pour la composante N-S.

La figure III.16 illustre une comparaison en distance entre le variogramme empirique et son modèle.





Figure III.2 III.5



analyse statistique des donnees du diffusiometre

Figure III.3

histogramme des mesures de la vitesse du vent diffusiometre

histogramme des mesures de directions du vent du diffusiometre





histogramme des mesures de la composante N-S du vent du diffusiometre

histogramme des mesures de la composante E-W du vent diffusiometre





Figure III.9



Figure III.10a : comparaison en distance entre le variogramme empirique et son modèle pour la vitesse de vent du diffusiomètre.



Figure III.10b : comparaison en temps entre le variogramme empirique et son modèle pour la vitesse de vent du diffusiomètre.



Figure III.12


Figure III.13 : comparaison en distance entre le variogramme empirique et son modèle pour la composante N-S du vent déduit des mesures du diffusiomètre.



Figure III.15



Figure III.16 : comparaison en distance entre le variogramme empirique et son modèle pour la composante E-W du vent déduit des mesures du diffusiomètre.

## CHAPITRE IV: CHOIX DES MODELES DE VARIOGRAMME ET ETUDE DE LA STATIONNARITE

### IV.1- Choix des modèles de variogrammes:

• IV.1.1- Le modèle de variogramme de la vitesse du vent:

Le but est d'obtenir un modèle de variogramme spatio-temporel qui permette de calculer les coefficients de la matrice de krigeage (annexe B). Ce modèle doit s'appliquer aux deux sources de données du mois de novembre 1992 (devant la stabilité du vent dans cette zone on pourra envisager d'utiliser ce modèle sur l'ensemble de l'année).

On doit choisir un des deux modèles de variogramme de la vitesse du vent trouvés respectivement aux chapitres II et III.

On donne les résultats:

pour le vent	palier en m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	portée spatiale en km	portée temporelle en jours		
in-situ	6,98	899,81	5,60		
diffusiomètre	8,43	925,54	6,69		

La comparaison entre les éléments structuraux des mesures *in-situ* et du diffusiomètre fait apparaître des résultats très comparables. Une différence de ces deux modèles de variogramme est faite figure IV.1. On constate que la différence entre les variogrammes est pratiquement uniforme et correspond à la pépite des mesures *insitu* (3,10 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>). A partir de cette observation on décide de choisir les paramètres du modèle de variogramme spatio-temporel des mesures du diffusiomètre et de rajouter une pépite aux mesures *in-situ* lors du krigeage.

On rappelle l'équation du modèle retenu dans le cas de la vitesse du vent déduite des données du diffusiomètre (page III.3):

$$\Gamma_{mod}(h,l) = 0, 13 + 8, 43 \times (1 - exp\left(\frac{-(h+5, 76 \times l)}{925, 54}\right))$$
(IV.1)

• IV.1.2- Les modèles de variogramme des composantes du vent:

Le choix ne peut être fait, car on n'a pas de modèles de variogramme en composantes pour les mesures *in-situ*. C'est pour cela qu'une étude de la stationnarité est faite au paragraphe suivant.

Le fait d'avoir modélisé des variogrammes en composantes pour les mesures du diffusiomètre nous permettra (au chapitre V) de faire une comparaison entre le résultat obtenu avec le krigeage des anomalies et celui obtenu avec le krigeage des mesures brutes du diffusiomètre.

#### **IV.2-** Introduction à l'étude de la stationnarité:

Le krigeage ne peut être calculé sans poser l'hypothèse dite "intrinsèque" de la stationnarité des accroissements d'ordre 0 (Annexe B). Ceci implique la stabilité de la valeur de l'espérance de la variable étudiée par rapport à sa position. On obtient immédiatement:

$$E(\tilde{U}(x_0)) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i (E(\tilde{U}(x_i)))$$

et avec la condition

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1$$

où  $U(x_0)$  est la valeur recherchée au point  $x_0$  et  $U(x_i)$  désignent la valeur connue de U au point  $x_i$ . Les points  $x_i$  constituent le voisinage de  $x_0$ .

Comme nous l'avons déjà noté au chapitre II, où les paliers en temps et en espace des variogrammes en composantes des mesures *in-situ* étaient différents, cette hypothèse "intrinsèque" ne permet pas de rendre compte en même temps du caractère spatial et temporel des composantes du vent. Pour contourner ce problème on a la possibilité d'étudier d'autres méthodes:

- Une première méthode serait de prendre en compte la dérive du phénomène. Dans ce cas la contrainte sur la détermination des coefficients  $\lambda_i$  est:

$$\left(\sum_{i=1}^{n}\lambda_{i}x|_{i}^{q}\right) = 0$$

Cette méthode, nécessitant des développements mathématiques et informatiques importants, n'est pas envisageable dans le cadre de la présente étude.

- Une seconde méthode serait de partager la zone d'étude au niveau de l'ITCZ (qui se trouve à environ 6° N en novembre), afin de délimiter les alizés de Nord-Est de ceux de Sud-Est. Dans ce cas le variogramme en composantes n'a plus à rendre compte de l'anisotropie régionale. Nous avons constaté (non montré ici) que cette méthode peut être utilisée dans des conditions statistiquement acceptables. Cependant, le fait de partager la zone d'étude suivant des configurations homogènes de la structure du vent, n'est pas souhaitable dans l'esprit d'une adaptation de notre méthode à d'autres régions océaniques. De plus, dans le cas d'une variation annuelle latitudinale de l'ITCZ, ceci reviendrait à modifier saisonnièrement la limite de séparation des deux régions à caractère stationnaire.

- Une troisième méthode, appelée méthode des anomalies, consiste à dire que la variable mesurée est la somme d'une valeur moyenne, qui caractérise une tendance moyenne, et d'une anomalie. On peut écrire ceci sous la forme:

$$V_{mes}(x,t) = \langle V \rangle(x,t) + \varepsilon(x,t)$$
(IV.2)

οù Vmes(x,t) est la vitesse du vent mesurée au point x à la date t
 <V>(x,t) est la vitesse moyenne caractérisant une tendance
 ε(x,t) est l'anomalie
 C'est cette méthode que nous avons utilisée et qui est décrite ci-dessous.

#### IV.3- Etude de la stationnarité par la méthode des anomalies:

### • IV.3.1- Introduction:

On écrit la valeur du vent sous la forme retenue à l'équation IV.2. On a choisi de calculer le champ moyen en module et en composantes en faisant la moyenne, par la méthode du krigeage des mesures recueillies pour les trois mois de novembre des années 1989-90-91 (ces trois mois de données doivent caractériser en moyenne les éléments structuraux du vent à cette période et dans cette région). Ce krigeage a été effectué en prenant un voisinage de 30 points de chaque année (Chapitre I), afin de lisser les résultats, et en utilisant le modèle de variogramme donné par Eq. IV.1. On obtient un champ moyen pour la vitesse du vent (Fig. IV.2) et un champ moyen des vecteurs vents (Fig. IV.3). Ils représentent la "tendance" moyenne du vent sur la région et la période étudiée et sont pris ici comme références.

• IV.3.2- Variogrammes des anomalies:

La différence entre la mesure ponctuelle de la vitesse du vent *in-situ* et la valeur de la tendance moyenne permet l'obtention des anomalies de la vitesse du vent. On prendra en compte que chaque mesure *in-situ* est entourée de quatre valeurs moyennes, ces valeurs étant placées aux centres des mailles du krigeage. Ce qui dans le calcul de la différence se traduit par:

$$\varepsilon(x,t) = Vmes(x,t) - \sum_{i=1}^{4} ai \times \langle \tilde{V}i \rangle(x,t)$$

où les " $a_i$ " sont des coefficients pondérateurs normalisés qui sont inversement proportionnels à la distance qui sépare la mesure ponctuelle de la valeur moyenne.



Les anomalies de la vitesse du vent ainsi obtenues permettent de calculer le vario-

gramme spatio-temporel empirique pour le module de la vitesse du vent.

Les anomalies sur les composantes se calculent selon la forme suivante: - pour la composante N-S:

$$\varepsilon_{ns}(x,t) = -(w_{mes}\cos(\theta) - \langle V \rangle)$$

- pour la composante E-W:

$$\varepsilon_{ew}(x,t) = -(w_{mes}\sin(\theta) - \langle U \rangle)$$

où "wmes" est la mesure du module de la vitesse du vent,

" $\theta$ " est la mesure de la direction du vent,

"<V>" et "<U>" sont respectivement les composantes N-S et E-W du champ moyen.

Ces anomalies sur les composantes du vent autorisent le calcul des variogrammes spatio-temporels pour les composantes du vent (Fig. IV.4).

L'utilisation du critère de minimisation (Eq. I.3) aide à trouver les équations des modèles de variogramme:

- pour la vitesse du vent:

$$\Gamma_{mod}(h,l) = 12,20 \times (1 - exp\left(-\frac{(h+22,92 \times l)}{566,50}\right))$$

- pour la composante N-S:

$$\Gamma_{mod}(h,l) = 11,94 \times (1 - exp\left(-\frac{(h+25,41 \times l)}{497,37}\right))$$

- pour la composante E-W:

$$\Gamma_{mod}(h, l) = 8,43 \times (1 - exp\left(-\frac{(h+21, 29 \times l)}{570, 00}\right))$$

La figure IV.5 représente les modèles de variogramme décries au dessus. Seuls les modèles de variogramme des composantes vont être utilisés pour obtenir, à la suite d'un krigeage, le champ des anomalies du vent *in-situ* et du diffusiomètre.



Figure IV.1 : différence entre les deux modèles de variogramme.



Figure IV.2



Figure IV.3



Figure IV.4



Figure IV.5

## **CHAPITRE V:**

## COLOCALISATIONS. ETUDE COMPARATIVE DES CHAMPS DE VENT *IN-SITU* ET DU DIFFUSIOMETRE.

### **V.1-** Colocalisation:

La colocalisation consiste à rechercher les mesures proches en espace et en temps de deux sources distinctes de données. Afin d'éviter des calculs trop longs, on a tout d'abord repéré spatialement et temporellement les observations du diffusiomètre appartenant à une même fauchée, puis à l'aide du modèle de variogramme (Eq. IV.1) on détermine la valeur déduite du diffusiomètre la mieux colocalisée avec celle déduite des mesures *in-situ*. On rappelle que le variogramme a la propriété de caractériser la corrélation entre les variables à la fois en espace et en temps. A la suite de ce calcul, 861 couples de données de chacune des deux sources d'observation ont été colocalisées sur l'ensemble de la zone étudiée pendant le mois de novembre 1992 (Fig V.1).

### • V.1.1- Analyses des premiers moments:

mesures in-situ	Min.	1 <sup>er</sup> Qu.	Médiane	Moy.	3 <sup>td</sup> Qu.	Max.
vitesse du vent en m/s	0.51	5.14	6.68	7.13	8.74	23.13
composantes N-S en m/s	-23.13	-4.11	0.00	-0.78	2.64	15.69
composantes E-W en m/s	-15,94	-7,08	-4.72	-4.32	1,97	9,77

mesures du diffusiomètre	Min.	1 <sup>er</sup> Qu.	Médiane	Moy.	3 <sup>td</sup> Qu.	Max.
vitesse du vent en m/s	2.95	5.52	7.13	7.29	8.65	16.19
composantes N-S en m/s	-14.90	-4.51	-0.11	-0.58	3.45	10.94
composantes E-W en m/s	-12.43	-7.07	-5.08	-4.25	1,84	12,09

 Tableau 2 : histogrammes des mesures du diffusiomètre

□ pour le module de la vitesse:

On note, à partir des deux tableaux précédents, que la médiane des deux sources de données est très proche de la moyenne, ce qui indique une symétrie régulière des mesures autour de celle-ci. On remarque aussi que le diffusiomètre ne donne pas de mesures du module du vent en dessous de 2,95 m/s (Fig. V.2) alors que des observations *in-situ* ont un minimum de 0,51 m/s. Ce phénomène a déjà été observé au chapitre III lors de l'étude de l'échantillonnage des données du diffusiomètre, le diffusiomètre. En raison de l'indétermination de la direction du vent lorsque la vitesse de celui-ci est inférieure à 2 m/s, les mesures correspondantes ne sont pas incluses dans notre fichier de données satellitaires.

□ pour la composante N-S:

A l'aide des histogrammes illustrés figure V.3 on note que les composantes N-S des mesures *in-situ* sont réparties symétriquement autour de la moyenne, alors que celles des mesures du diffusiomètre sont réparties de manière plus uniforme entre -8 et 6 m/s. Cette répartition ne semble pas affecter les résultats des moments d'ordre 0.

□ pour la composante E-W:

les histogrammes de la composante E-W pour les mesures *in-situ* et les mesures du diffusiomètre sont très semblables (Fig. V.4), cette similitude provient de la régularité des caractéristiques des alizés de secteur Est sur la région étudiée.

• V.1.2- Régressions orthogonales:

A cause de leur défauts respectifs, aucune de nos deux sources de mesures ne peut être prise comme source de référence. C'est pourquoi on utilise une régression orthogonale qui minimise la projection de chaque point sur une droite pour exprimer les mesures du diffusiomètre en fonction des mesures *in-situ*.

On trouve l'équation reliant le module de la vitesse du vent mesuré par le diffusiomètre (Wsat) avec celui des mesures *in-situ* (Wbat) (Fig. V.5):

$$Wsat = 0,72 \times Wbat + 2,14$$

Cette relation montre que la différence entre la vitesse du vent mesurée par le diffusiomètre et celle mesurée par les navires est d'autant plus grande que le vent est faible. Il serait intéressant de refaire ces mêmes calculs sur un autre jeux de données colocalisées.

L'application de la régression orthogonale en composante du vent donne:

- pour la composante E-W est:

$$Usat = 0,98 \times Ubat + 0,47$$

- pour la composante N-S est:

$$Vsat = 0,92 \times Vbat + 0,90$$

Ces équations montrent que les composantes N-S et E-W de nos deux sources de mesures sont comparables entre elles avec une différence moyenne inférieure à 10% dans les deux cas. Ce dernier résultat est inattendu au vu de celui obtenu pour le module du vent.

### V.2- Etude par décade:

Les mesures *in-situ* d'un coté, celles du diffusiomètre de l'autre ont permis à l'aide de la méthode de krigeage (Annexe B) d'obtenir les champs de vent illustrés sur les planches-couleur 1 à 8.

L'échantillonnage spatio-temporel des données du diffusiomètre le long d'une même fauchée est redondant. Il est donc nécessaire de filtrer ces mesures avant le calcul du krigeage. Le filtrage utilisé consiste à ne conserver qu'une seule observation par maille (2° longitude x 1° latitude) à un instant donné. Nous appellerons "superobservation" cette observation. Ceci revient à rechercher les différentes fauchées traversant la maille et à déterminer quelle est l'information apportée par chacune d'entres elles. Pour cela on détermine dans chaque maille le centre de gravité de la fauchée qui la traverse. Ce filtrage est une préparation à la détermination du voisinage. En effet il permet de se limiter en nombre de données, ce qui autorise une recherche assez lointaine des points utiles à l'estimation.

L'étude comparative entre les champs de vent se fait par intervalle de 10 jours (décade). Ce choix (Muzellec, 1991) a été dicté par le nombre de données *in-situ*. En effet il n'est pas envisageable de comparer des champs de vent obtenus avec moins de 2000 mesures *in-situ* avec ceux obtenus avec les mesures du diffusiomètre (environ 150000 pour 10 jours). Il est néanmoins possible de réduire l'échelle temporelle du krigeage à 3 jours (Le Naour, 1992), à l'aide des données de vent du diffusiomètre.

Les figures V.8 et V.9 représentent respectivement, pour chaque décade, la densité de points par maille des données *in-situ* et celle des super-observations du diffusiomètre. On constate que la répartition spatiale du nombre de super-observations par maille pour des données du diffusiomètre est plus homogène que celle des données *in-situ*, cette remarque confirme les résultats d'échantillonnage trouvés aux chapitres II et III. Ceci nous a mené à fixer la recherche du voisinage à 15 points pour les deux sources de données du vent. En effet ce choix nous permet de prendre en compte tous les points de la maille considérée ( $\approx 6$  pour le diffusiomètre,  $\approx 2$  pour les données *in-situ*.

*situ*) plus 1 à 2 points des mailles voisines. Une recherche de voisinage plus élevée n'est pas nécessaire, elle lisse la moyenne et noie les structures fine du vent après le calcul du krigeage.

V.2.1- Le champ de la vitesse de vent:

Les cartes correspondant à chaque décade sont représentées sur les planches -couleur 1 à 3. Chaque planche comporte 4 cartes:

- les cartes "A" et "B" représentent respectivement le champ de vent déduit des mesures du diffusionètre et le champ de vent déduit des mesures *in-situ*.
  L'échelle est comprise entre 0 (bleu foncé) et 14 m/s (rouge).
- les cartes "C" et "D" représentent respectivement l'écart type de krigeage associé aux mesures du diffusiomètre et l'écart type de krigeage associé aux mesures *insitu*. L'échelle est comprise entre 0 (bleu foncé) et 4 m/s (rouge).

Une étroite ressemblance existe entre les structures de champ de vent déduite des mesures *in-situ* et celles déduite du diffusiomètre, ainsi que la position géographique des extrémas (à quelles exceptions près). Toutefois les mesures du diffusiomètre font ressortir des structures plus fines du champ de vent que celles des données *in-situ*.

Une évolution régulière des champs de vent est constatée tout au long des trois décades, et ceci pour les deux sources de données. En effet on voit une augmentation des structures de vents forts ( $\approx 8 \ge 10 \text{ m/s}$ ) au Nord de l'ITCZ, tandis qu'on voit prendre place une structure de vent faible ( $\approx 5 \ge 6 \text{ m/s}$ ) au Sud de cette limite.

Dans le paragraphe suivant, on se contentera de relever les structures différentes de champs de vent pour chacune des données et d'y apporter une justification.

□ La première décade: (planche 1)

Deux régions de champ de vent à structures différentes sont relevées suivant la source de données:

- la première région est délimitée par les coordonnées (30-20°N; 10-20°W):

Ici la vitesse du vent varie respectivement entre 7 et 10 m/s pour les mesures du diffusiomètre et entre 7 et 8 m/s pour les mesures *in-situ*. Afin de mieux comprendre le phénomène on trace (Fig. V.10) la répartition spatiale des données des deux sources de mesures (les données *in-situ* sont représentées par un triangle et celles du diffusiomètre par une croix) ainsi que la liste des informations concernant les données *in-situ* (latitude, longitude, vitesse du vent, date, code). L'échantillonnage temporel des données du diffusiomètre sur cette région et à cette période permet difficilement de rendre compte des structures du champ de vent; en effet on ne dénombre que 3 fauchées, de plus incomplètes, pour les 10 jours. Il en est de même pour l'échantillonnage spatial des données *in-situ*, les observations faites à bord des navires marchands étant essentiellement relevées le long des routes maritimes.

Dans la liste des données *in-situ* (page V.14), le bateau codé UFAA (un navire russe de recherche océanographique) transmet toutes les 6 heures la même vitesse de vent à la même position. Ceci expliquerait l'origine du faible écart type, ainsi que de la structure du champ de vent constaté dans cette région et à cette période.

- la seconde région est définie par les coordonnées (10-20°S; 4-14°E):

Sur la figure A1 il y a une convergence des lignes d'isovitesses, alors que celle-ci ne figure pas sur la figure B1. La figure V.11 fait tout de suite apparaître que la différence de structures entre les deux champs de vent est due à un faible échantillonnage spatial des données *in-situ*. On note que toutes les mesures sont concentrées près de la cote.

□ La seconde décade: (planche 2)

On étudiera les 3 régions suivantes:

- la première région est définie par les coordonnées (5-14°N; 50-60°E):

Sur la figure C2, les valeurs de l'écart type de krigeage (entre 1 et 2 m/s) sont supérieures au reste de la région de l'Atlantique tropical. Ceci s'explique par le manque de données du diffusiomètre le long de la cote nord-ouest africaine. En effet, il existe rarement (Fig. III.1) des mesures le long de la cote nord de l'Afrique ainsi que le long de la cote nord du Brésil.

- la seconde région est définie par les coordonnées (4°N-2°S; 35-45°W):

On remarque des structures différentes de champ de vent entre les deux sources de données. Cette différence est essentiellement due au manque de données *in-situ*.

- la troisième région est définie par les coordonnées (5-20°N; 30-45°W):

L'analyse de la répartition spatio-temporelle des données met en évidence une irrégularité de l'échantillonnage temporel des données *in-situ*. On note effectivement, après avoir fait la liste des dates des mesures *in-situ* (page V.14), qu'il n'y a que 4 mesures faites pour les 5 premiers jours de la décade alors qu'il y en a 39 pour les 5 derniers jours. Cet échantillonnage temporel ne permet pas de faire apparaître les principales caractéristiques du champ de vent.

La troisième décade: (planche 3)

On ne décrira pas les cas similaires aux deux premières décades de novembre 1992. Il est plus intéressant de mettre en évidence l'influence de nouveaux échantillonnages.

La région étudiée est définie par les coordonnées (15-25°N; 50-60°W):

- En comparant les figures A3 et B3, on observe que les structures de la vitesse du vent sont plus élevées pour les mesures du diffusiomètre ( $\approx 11$  m/s) que celles *in-situ* ( $\approx 6,5$  m/s). Les figure V.12 et V.13 représentent respectivement la date et la vitesse du vent mesurées par les bateaux ainsi que les structures du champ de vent (isolignes). On note qu'il n'y a pas eu de mesures *in-situ* dans la zone (20-22°N; 56-58°W) pendant la période des vent forts relevée par le diffusiomètre aux alentours des 21 et 22 novembre 1992 (327<sup>ième</sup> et 328<sup>ième</sup> jours de l'année 1992).

• V.2.2- Le champ du vent en composantes:

Les cartes correspondant à chaque décade sont représentées sur les planches-couleur 4 à 6. Les vecteurs-vent sont représentés ici par des flèches d'égale longueur qui

- sont coloriées suivant l'intensité du module du vent. Chaque figure comporte 4 cartes:
  - les cartes "A" et "B" représentent respectivement le champ des anomalies du vent déduit des mesures du diffusiomètre et celui déduit des mesures *in-situ*.
     L'échelle des vitesses est comprise entre 0 (bleu foncé) et 14 m/s (rouge).
  - les cartes "C" et "D" représentent respectivement le champ des anomalies du vent déduit des mesures du diffusiomètre auquel on a rajouté le champ de vent moyen en composantes déterminé au chapitre IV, et celui déduit des mesures *insitu* auquel on a rajouté le champ de vent moyen en composantes déterminé au chapitre IV. L'échelle des vitesses est identique à celle des cartes "A" et "B".

Etant donné que l'information des cartes A et B est contenue sur les cartes C et D on ne compare ici que les cartes C et D entre elles.

On note que les résultats des cartes C et D sont en accord avec les structures de vent généralement rencontrées dans cette région et à cette époque (novembre). De même que pour les champ de vitesse de vent (planches 1, 2 et 3), on retrouve respectivement une augmentation et une diminution de la vitesse du vent au nord et au sud de l'ITCZ.

En dernier lieu on compare les cartes représentées sur les planches-couleur 7 et 8. Ces cartes illustrent, pour chacune des décades de novembre 1992, les champs de vent en composantes issues des seules données du diffusiomètre, mais utilisant deux méthodes différentes de krigeage. La première méthode fait appel au modèle de variogramme défini au chapitre III.2.2 (hypothèse intrinsèque de stationnarité). La seconde méthode de krigeage est celle dite des anomalies, telle que définie précédemment (Chap. IV.3). On constate que le modèle de variogramme en composantes déterminé à l'aide des seules mesures du diffusiomètre permet de trouver des champs de vent en composantes très proches de ceux déduits de la méthode des anomalies. Il serait intéressant de kriger les composantes des données *in-situ* à l'aide de ce modèle de variogramme en tenant compte évidemment de la pépite qui les caractérise. Repartition geographique des colocalisations diffusiometre (croix) \_ in-situ (triangle)



longitude

**V**.7

Figure V.1



histogramme des vitesses du vent des colocalisations in-situ

histogramme des vitesses du vent des colocalisations diffusiometre



Figure V.2

### colocalisations

### histogramme de la composante N-S du vent des colocalisations in-situ

histogramme de la composante N-S du vent des colocalisations diffusiometre





histogramme de la composante E-W du vent des colocalisations in-situ

histogramme de la composante E-W du vent des colocalisations diffusiometre







droite de regression pour la vitesse du vent





droite de regression pour la composante E-W du vent





Figure V.8



Figure V.9



Figure V.10













π									
lat.	long.	vit.	date		lat.	long	vit	date	
20.700001	-17.299999	5,140000	306.000000 UFAA		5.700000	-31.000000	3.084000	316.000000	
23.900000	-17.200001	9.766000	306.000000 ENXH	11	19.700001	-43.599998	4.626000	317.000000	1
27.100000	-16.299999	17.476000	306.000000 Y5BG		19.200001	-44.799999	7.196000	317.250000	2
28.400000	-14.700000	9.252000	306.000000 PHUH		6.100000	-38.500000	9.252000	320.750000	3
29.000000	-17,500000	13.364000	306.000000 PGQX		5.700000	-38.099998	7.710000	321.000000	4
20.700001	-17.299999	5.140000	306.250000 UFAA	11	7.100000	-37.900002	8.738000	321.000000	3
28.500000	-15.900000	11.822000	306.250000 Y5BG		7.900000	-37.299999	4.626000	321,250000	3
20.700001	-17.299999	5.140000	306.500000 UFAA		13.800000	-44.500000	11,308000	321,250000	5
22.600000	-17.100000	17,990000	306.500000 Y5LX		7.900000	-40.099998	6.682000	321.500000	4
23.100000	-17.200001	12.850000	306.500000 LYEW		13.800000	-43.200001	9.252000	321.500000	6
24.500000	-16.600000	8.738000	306.500000 PEUQ	ТĹ	10.000000	-36.099998	12.336000	321.750000	3
25.700001	-17.299999	10.280000	306.500000 PHUH		13.800000	-41.500000	8.224000	321.750000	5
29.700001	-15.500000 1'	13.878000	306.500000 Y5BG		5.500000	-44.400002	7.710000	322.000000	7
20.700001	-17.299999	5.140000	306.750000 UFAA	TT.	10.900000	-35.400002	10,280000	322.000000	3
23.400000	-17.000000	8.738000	306.750000 PEUQ	11	10.100000	-41.099998	6.682000	322.000000	4
24.500000	-18,500000	9.252000	306.750000 PHUH		17.200001	-40.599998	1.542000	322.125000	8
26.700001	-16.400000	8.738000	306.750000 TJAZ		11.900000	-34.799999	9.252000	322.250000	3
29.900000	-15.200000	7.196000	306.750000 UYIJ		13.900000	-39.099998	10.280000	322.250000	6
20.700001	-17.299999	5.140000	307.000000 UFAA		12.500000	-41.900002	7.710000	322.500000	4
20.799999	-17.299999	5.140000	307.000000 UFAA		12.800000	-34.099998	10.280000	322.500000	3
29.000000	-16.400000	7.196000	307.000000 UYIJ	11	13.900000	-37.799999	11.308000	322.500000	6
20.600000	-17.200001	5.140000	307.250000 UFAA		6.500000	-44.200001	7.196000	322.750000	9
21.200001	-17.700001	7.710000	307.250000 PEUQ		10.600000	-35,700001	8.738000	322.750000	10
23.700001	-17.200001	8.738000	307.250000 TJAZ		13.600000	-42.400002	8.224000	322.750000	4
27.500000	-15.400000	13.364000	307.250000 FNXN	11	13.900000	-36.500000	12.850000	322.750000	6
29.799999	-14.600000	17.990000	307.250000 ESBX	11	13.800000	-33,500000	12.336000	322.750000	3
20.700001	-17.500000	5.140000	307.500000 UFAA		14.600000	-32.900002	9.766000	323.000000	3
23.500000	-16.900000	13.878000	307.500000 FNUH	$\{ \mid$	14.700000	-42.900002	8.224000	323.000000	4
20.299999	-18.000000	12.336000	307.750000 DCUW		15.600000	-32.299999	9.252000	323.250000	3
24.299999	-16.700001	7.710000	307.750000 FNXN	11	14.000000	-32,900002	10.280000	323.500000	
29.000000	-14.900000	7.196000	307.750000 PFRB		16.300000	-31.800000	8.224000	323.500000	3
29.000000	-15.700000	9.766000	307.750000 Y58D		18.900000	-43.799999	8.224000	323.500000	4
20.600000	-17.400000	5.140000	308.000000 UFAA		14 100000	-31./99999	9.700000	323.750000	11
21.200001	-17.900000	12.336000	308.000000 DCUW	11	19.100000	-31.300000	2.136000	323.750000	9
23.799999	-15.400000	12.850000	308.000000 FNUH	11	14.200000	-30 200001	10 280000	323.750000	4
20.500000	-17.200001	9.252000	308.000000 ELH07		18 400000	-30.200001	10.280000	324.000000	2
20.300000	-17.299999	5.140000	308.250000 UFAA	11	9 200000	-44 900002	11 208000	324.000000	12
27.000000	-17.799999	6.168000	308.250000 UYIJ		18 700001	-44.000002	B 224000	324.750000	12
27 700001	-18.000000	17.990000	308.250000 ELH07	11	18 299999	-41 400002	4 626000	325.500000	14
28.000000	-15.600000	4.112000	308.250000 PFRB	11	5 100000	-41 299999	8 738000	325.300000	14
29 799999	-13.000000	8.224000	308.250000 LYDW	11	17.799999	-42 799999	4 626000	325.750000	15
20 500000	-17 200000	5 140000	308.250000 VRMG	11	19.700001	-41.599998	5.140000	325.750000	16
23 100000	-17.299999	5.140000	308.500000 DFAA		171700001		3.140000	323.750000	· · ·
24 100000	-17 799999	5.252000	308.500000 DC0W	11					
24.400000	-16 900000	9 766000	308.500000 UT13		0		1	<b>—</b> · · · · · · ·	
26.700001	-15 500000	9.766000	308.500000 F3BD	11	$\mathbf{\Theta}$	: 4 donn	ees pour	5 jours	
28.400000	-15.300000	9.700000	308.500000 LIDW		õ			~	
29.400000	-18 000000	6 682000	308.500000 ESBI	11	(2)	1:39 don	nees pour	5 jours	
20.799999	-17 200001	5 140000	308.300000 2DAR2		$\sim$		•	v	
22.700001	-17 100000	5 140000	308.750000 UFAA	11					
23.000000	-17 799999	6 168000	308.750000 1380						
23.299999	-19.000000	17 990000	308 750000 51407						
24.000000	-16,700001	6.682000	308 750000 0000	11					
25.500000	-15,900000	9.766000	308 750000 1 100						
27.000000	-16,200001	8.738000	308 750000 EIDW						
28.299999	-15,100000	8.224000	308 750000 1950						
28.299999	-19,799999	4,112000	308 750000 DACE						
28.500000	~18,600000	3.598000	308 750000 70402						
20.600000	-17.700001	12.336000	309.000000 PJEY						
25.000000	-16.400000	9.252000	309.000000 DCUW						
27.400000	-19.200001	3,598000	309.000000 2DAR2						
22.400000	-17.299999	14,392000	309,250000 SHIP						
25.900000	-16,100000	9,252000	309,250000 DCUW						
				ш					

Liste des données *in-situ* pour la première décade et la première région

Liste des données *in-situ* pour la seconde décade et la troisième région

0

٢

**PLANCHE 1:** 

# 1<sup>ère</sup> décade de novembre 1992 résultats du krigeage



**PLANCHE 2:** 

# 2<sup>ième</sup> décade de novembre 1992 résultats du krigeage



# 3<sup>ième</sup> décade de novembre 1992 résultats du krigeage



## **PLANCHE 4:**

# 1<sup>ère</sup> décade de novembre 1992 résultats du krigeage en composantes



## PLANCHE 5:

## 2<sup>ième</sup> décade de novembre 1992 résultats du krigeage en composantes



## PLANCHE 6:

# 3<sup>ième</sup> décade de novembre 1992 résultats du krigeage en composantes



## PLANCHE 7:



## **PLANCHE 8:**



## CONCLUSION

A l'échelle d'un bassin océanique, le champ de vent observé peut être déduit de manière classique à partir des observations météorologiques relevées à bord de navires marchands, et depuis peu à partir des mesures satellitaires (diffusiomètre). Ces deux sources d'observations possèdent chacune des avantages et des inconvénients qui peuvent éventuellement se compléter.

L'objectif de cette étude était de définir un ensemble de conditions optimales pour un mélange ultérieur entre le vent *in-situ* (bateaux) et le vent fourni par le diffusiomètre d'ERS-1 sur l'Atlantique tropical, ceci afin de construire un champ de vent observé qui soit le plus proche possible de la réalité. Pour cela il a été tout d'abord nécessaire d'étudier séparément les paramétres statistiques de chacun des deux fichiers de vent. Ceci a été effectué en travaillant tout d'abord sur le module de la vitesse du vent et ensuite sur chacune de ses composantes (N-S et E-W). Novembre 1992 fut la période d'étude commune aux deux sources de données de vent. Ce mois a été choisi arbitrairement, novembre étant considéré comme étant un mois de transition au cours du cycle annuel du régime des alizés sur la région étudiée.

Les moments du premier ordre de chacune des deux sources de données sont similaires: les moyennes du module du vent *in-situ* et celles du vent diffusiométre valent respectivement 6,97 m/s et 7,06 m/s; la direction du vent est de 115° pour les mesures *in-situ* et de 117° pour les mesures du diffusiomètre. Le calcul des modèles de variogrammes spatio-temporels du module du vent montre que les observations des deux sources de données caractérisent de façon analogue les éléments structuraux du vent. Dans les deux cas la vitesse du vent au-delà de 6 jours et au-delà de 1000 km n'est plus corrélée. L'ensemble de ces résultats justifie donc pleinement l'assimilation des deux sources de données dans le cas du module du vent.

En ce qui concerne les composantes N-S et E-W, l'hypothèse de la stationnarité des accroissements d'ordre zéro ne permet pas de rendre compte totalement de l'anisotropie régionale du vent. Pour contourner ce problème on peut décomposer la valeur de chacune des composantes en deux termes, l'un représentant la valeur d'un champ moyen de référence et l'autre la valeur d'une anomalie. En l'absence de climatologie de vent ERS-1, seules les anomalies des mesures *in-situ* ont pu être utilisées pour l'estimation d'un variogramme empirique. C'est par ce biais qu'il serait possible d'assimiler les deux sources de données en composantes.

Bien que la densité des données satellitaires soit beaucoup plus importante que celle des observations *in-situ* (environ 80 fois plus), nous avons noté cependant que l'information fournie par ces dernières est parfois régionalement très utile. L'utilité des données bateaux est aussi évidente dans le cas de fauchées satellitaires incomplètes. Il n'en demeure pas moins que le nombre important de données du diffusiomètre

permet de caractériser des structures de vent plus fines que celles des mesures in-situ.

Une analyse décadaire (10 jours) semble un bon compromis entre la périodicité mensuelle, habituellement retenue lors des analyses synoptiques des vents bateaux, et 3 jours, la pseudo période du satellite ERS-1. Pour ce faire, nous avons utilisé une méthode de krigeage faisant appel aux variogrammes spatio-temporels définis précédemment, d'une part en module (hypothèse de stationnarité), et d'autre part en composantes (méthode des anomalies). Les résultats du krigeage effectué pour chacune des trois décades de novembre 1992 font apparaître des éléments structuraux semblables, à la fois en module et en composantes, pour les deux sources de données de vent. De plus, on constate une similitude dans l'évolution temporelle des structures régionales.

En conclusion, le mélange entre les deux sources de données de vent sur l'Atlantique tropical est conceptuellement faisable pour une période décadaire. La méthode de krigeage peut être utilisée pour effectuer ce mélange mais à la condition de décomposer le signal de vent en un terme de moyenne (tendance) et un terme d'anomalie. En outre notre étude montre que dans le cadre de cette analyse il faudrait tenir compte du bruit pur ("pépite") des mesures *in-situ* ainsi que du filtrage effectué sur les observations du diffusiomètre consistant à faire la moyenne (super-observations) sur chaque maille (2° longitude x 1° latitude) de tous les vecteurs vents instantanés.

Cette étude ouvre ainsi la perspective d'un prochain travail qui consistera à réaliser le mélange proprement dit entre le vent *in-situ* provenant des mesures bateaux et le vent satellitaire provenant des mesures du diffusiomètre de ERS-1. Il serait certainement profitable d'adjoindre à ce mélange le module du vent satellitaire provenant des mesures de l'altimètre embarqué sur ERS-1.

## Bibliographie

- Bentamy, A., 1992: Validation of ERS-1 scatterometer wind data during calibration/validation campaign RENE 91. ERS-1 Geophysical Validation Proceedings (Penhors 27-30 April 1992).
- Bentamy, A., 1993: Calibration et validation du diffusiomètre de ERS-1. Rapport technique IFREMER DRO/OS, Brest.
- Bentamy, A., and R. Ezraty, 1987: Wave and wind buoys to calibrates Satellite borne active sensors. *COST-43 Proceedings* (Brest, 16-18 June 1987).
- Bulletin ESA, 1991: ERS-1 Special Issue, No. 65.
- Gohin, F., 1987: Analyse géostatistique des champs thermiques de surface de la mer. Thèse de Docteur Ingénieur de l'Ecole Nationale Supérieures des Mines de Paris, 103 pp.
- Hastenrath, S., and P. Lamb, 1977: Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans, University of Wisconsin Press, Madison, 105 pp.
- Kent, E.C., B.S. Truscott, P.K. Taylor, and J.S. Hopkins, 1991: The accuracy of ship's meteorological observations. Results of the VSOP-NA. *Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities*, Report No. 26, WMO/TD-№ 455, 86 pp.
- Le Naour, M., 1992: Méthode objective pour l'évaluation d'un champ de vent à partir des données du satellite ERS-1. Document IFREMER DRO/OS, 74 pp.
- Matheron, G., 1970: La théorie des variables régionalisées. Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau.
- Muzellec, A., 1991: Apport des vents altimétriques GEOSAT à la détermination des champs de vent dans l'Atlantique tropical. *Document Scientifique ORSTOM Brest No.* 59, 54 pp. + planches.
- Queffeulou, P., and A. Bentamy, 1992: Evaluation of wind and wave measurements from TOBIS buoy network during RENE 91. ERS-1 Geophysical Validation Proceedings (Penhors 27-30 April 1992).
- Quilfen, Y., 1992: Validation and quality of ERS-1 scatterometer wind data. ERS-1 Geophysical Validation Proceedings, 107-112.
- Quilfen, Y., 1992: Validation des algorithmes et du modèle de rétrodiffusion pour le diffusiomètre. Document CERSAT IFREMER-CNES-DHN, No. C1-NQ-RRE-A247-01-IF.
## Bibliographie

- Quilfen, Y., and A. Cavanié, 1991: A high precision wind algorithm for the ERS-1 scatterometer and its validation. IGARSS 91, Vol. 2, Helsinski University of Technology, 873-876.
- Reverdin, G., P. Delecluse, C. Levy, A. Morlière and J.M. Verstraete, 1991: The near surface tropical Atlantic in 1982-1984. Results from a numerical simulation and a data analysis. *Progress in Oceanography*, 27, 273-340.
- Robinson, I.S., 1985: Satellite oceanography (an introduction for oceanographers and remotesensing scientists). Ed. Ellis Horwood Limited.
- Servain, J., 1990: Near real-time sea surface temperature and wind stress analysis for the tropical Atlantic Ocean. Trop. Ocean-Atmosph. Newsletter, 54, 4-6.
- Servain, J., J. Picaut and A.J. Busalacchi, 1985: Interannual and seasonal variability of the tropical atlantic ocean depicted by sixteen years of sea-surface temperature and wind stress. In: J.C.J. Nihoul (editor), Coupled Ocean-Atmophere Models, Elsevier, Amsterdam, 211-237.
- Servain, J., and D.M. Legler, 1986: Empirical orthogonal function analyses of tropical atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979. J. Geophys. Res., 91, 14181-14191.
- Servain, J., F. Gohin and A. Muzellec, 1992: Wind fields at the sea surface determined from combined ship and satellite altimeter data. In Press in J. Atmosph. and Ocean. *Technol.*
- Stewart, R. H., 1985: Methods of satellite oceanography. University of Ccalifornia Press.
- Wilkerson, J. C., and M.D. Earle, 1990: A study of difference between environmental reports by ships in the voluntary observing program and measurements from NOAA buoys. J. Geophys. Res., 95, 3373-3385.

Annexe A

## LE PRINCIPE DU VARIOGRAMME

#### Introduction

Tout champ de mesures décrit, en tout point  $x_i$ , ce qu'on appelle une fonction aléatoire Z (Matheron 1970). Cette fonction aléatoire est définie par la loi conjointe des variables  $Z(x_1)$ ,  $Z(x_2)$ , ...  $Z(x_n)$  pour n quelconque (en particulier les premiers moments). Ceci est difficilement réalisable et la reconstitution de la loi des fonctions aléatoires ne peut se faire qu'en introduisant des hypothèses de simplification correspondant en général à une répétitivité aux niveau des structures.

#### L'hypothèse de stationnarité et l'hypothèse intrinsèque

Dans la théorie des fonctions aléatoires, la stationnarité, c'est-à-dire l'invariance de la loi après translation, est une hypothèse usuelle. Cette hypothèse stipule que les deux premiers moments de la loi sont invariants par translation:

\* L'espérance de Z ne dépend pas du point x

$$E[Z(x)] = E[Z(x+h)] = m$$

\* La covariance entre les variables aléatoires Z(x) et Z(x+h) ne dépend pas des points x et x+h, mais seulement de h:

$$Cov[Z(x),Z(x+h)] = E[(Z(x+h) - m)(Z(x) - m] = C(h)$$

Cette hypothèse de stationnarité est parfois trop simpliste. Effectivement, dans le cas présent où les champs de vent à l'échelle synoptique ont une structure zonale bien marquée, la position en latitude des points x n'est pas sans influence sur la valeur moyenne E[Z(x)].

L'hypothèse intrinsèque, ou encore de stationnarité des accroissements d'ordre 0 est alors préférable. C'est celle que nous avons employée pour l'étude des structures de nos champs de vent. On fait alors abstraction de la connaissance de la valeur moyenne de la fonction au point x. Cette hypothèse se traduit de la façon suivante:

$$*E[Z(x+h) - Z(x)] = 0$$

\* 
$$Var[Z(x+h) - Z(x)] = E[Z(x+h) - Z(x)]^2 = 2\gamma(h)$$

où  $\gamma(h)$  est le demi-variogramme.

On montre aisément que si C(h) existe, alors  $\gamma$ (h) existe également et  $\gamma$ (h) = C(0) - C(h) En effet:  $2\gamma$ (h) = E[(Z(x+h) - m) - (Z(x) - m)]<sup>2</sup> = E[Z(x+h) - m]<sup>2</sup> + E[Z(x) - m]<sup>2</sup> - 2E[(Z(x+h) - m) - (Z(x) - m)] = Var(Z(x+h)) + Var(Z(x)) - 2C(h) Or  $\forall$  h, Var(Z(x+h)) = Var(Z(x)) car: Var(Z(x+h)) = E[Z(x+h)]<sup>2</sup> - 2mE[Z(x+h)] + m<sup>2</sup> = E[Z(x+h)]<sup>2</sup> - m<sup>2</sup> = E[Z(x)]<sup>2</sup> - m<sup>2</sup> par hypothèse.

On obtient donc bien la relation :  $\gamma(h) = C(0) - C(h)$ 

La définition même de  $\chi(h)$  montre que le demi-variogramme est une fonction croissante commençant à 0.

L'allure de  $\gamma$  se déduit simplement de celle de C. Par exemple, si Z(x) et Z(x+h) tendent à devenir indépendantes (C(h)=0) quand h tend vers l'infini, on obtient une allure asymptotique de  $\gamma$ :



Interprétation du variogramme

Le comportement du variogramme à l'origine et l'aspect asymptotique ou non de la courbe décrivent les éléments structuraux essentiels de la variable Z.

Alors qu'en théorie le variogramme commence à 0, en pratique le comportement de la variable en 0 peut présenter plusieurs aspects qui permettent de la classer en trois types principaux:



L'allure en parabole caractérise une variable très régulière dans l'espace (c'est le cas de la salinité de l'eau de mer).

L'allure linéaire traduit une régularité de la variable moins sensible que précédement. La discontinuité à l'origine est qualifiée d'effet de pépite. Le terme tire son origine des gisements aurifères dont la densité en or montre des irrégularités bien marquées et des concentrations en pépites. A ces microrégionalisations viennent s'ajouter des erreurs de mesures qui augmentent l'effet de pépite.



Un tel variogramme schématise un cas extrême. Il montre la présence d'un effet de pépite pur lié à l'inexistence de toute structure dans les variations spatiales de la fonction aléatoire.

## Les modèles de variogrammes

Les modèles de variogrammes ont été conçus de façon à assurer la positivité des variances de combinaisons linéaires d'accroissements, ces combinaisons linéaires se présentant sous la forme:

$$\sum_{i=0}^{n} \lambda_i Z(x_i) \qquad \text{avec} \quad \sum_{i=0}^{n} \lambda_i = 0$$

Les modèles de variogrammes les plus courants sont présentés sur la figure

Annexe B

## LE KRIGEAGE

#### Principe théorique

Supposons que l'on souhaite estimer la valeur du champ Z en  $x_0$  à partir des mesures effectuées aux n points voisins de  $x_0$ ,  $x_1$ ,  $x_2$ , ..., $x_n$ .

Notons  $Z^*(x_0)$  cette valeur estimée. On la recherche par la combinaison linéaire des n valeurs  $Z(x_i)$ , i variant de 1 à n, c'est-à-dire:

$$Z^*(\mathbf{x}_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(\mathbf{x}_i)$$

Les coefficients  $\lambda_i$  sont à déterminer de manière à obtenir un estimateur qui soit le meilleur possible. Cet estimateur doit donc vérifier les deux conditions suivantes:

- i)  $E[Z^*(x_0) Z(x_0)] = 0$
- ii)  $E^2 = E[Z^*(x_0) Z(x_0)]^2$  minimale

Intéressons nous au cas où la fonction Z est stationnaire. Soit m la moyenne en tous points.

i) donne une condition sur les coefficients  $\lambda_i$  . En effet:

$$i) \Rightarrow \left(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i \mathbb{E}[Z(x_i)]\right) - \mathbb{E}[Z(x_0)] = 0$$
$$\Rightarrow \left(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1\right) m = 0$$

Le non biais sur la valeur moyenne de l'estimateur est obtenu par une somme des coefficients  $\lambda_i$  égale à 1.

ii) donne la valeur des pondérateurs  $\lambda_i$ 

$$E^{2} = E \Big[ \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} Z(\mathbf{x}_{i}) - Z(\mathbf{x}_{0}) \Big]^{2}$$

$$= E\left[\left(\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} Z(x_{i})\right)^{2}\right] - 2E\left[Z(x_{0})\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} Z(x_{i})\right] + E[Z(x_{0})^{2}]$$

Remarquons que si l'on note  $C(x_i,x_j) = E[(Z(x_i) - m)(Z(x_j) - m)]$ , alors  $C(x_i,x_j) = E[Z(x_i)Z(x_j)] - m^2 d'après l'hypothèse de stationnarité.$ Si on décompose chaque membre de  $E^2$ :

• 
$$E\left[\left(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i)\right)^2\right] = E\left[\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \lambda_i \lambda_j Z(x_i) Z(x_j)\right] = \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \lambda_i \lambda_j (C(x_i, x_j) + m^2)$$
  
• 
$$E\left[Z(x_0) \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i)\right] = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i (C(x_i, x_0) + m^2)$$

•  $E[Z(x_0)^2] = C(x_0, x_0) + m^2$ 

Par conséquent:

$$E^{2} = \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \lambda_{i} \lambda_{j} C(x_{i}, x_{j}) - 2 \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} C(x_{i}, x_{0}) + C(x_{0}, x_{0}) + \left(\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \lambda_{i} \lambda_{j} - 2 \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} + 1\right) m^{2}$$
$$= \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \lambda_{i} \lambda_{j} C(x_{i}, x_{j}) - 2 \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} C(x_{i}, x_{0}) + C(x_{0}, x_{0})$$

puisque  $\left(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1\right)^2 m^2 = 0$ 

On cherche à minimiser  $E^2$  compte tenu de la contrainte  $\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1 = 0$ . On utilise pour cela la méthode de Lagrange qui consiste à rajouter un multiplicateur  $\mu$ .

On dérive l'expression A = E<sup>2</sup> - 2 $\mu$   $\left(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1\right)$  par rapport aux coefficients  $\lambda_i$  et  $\mu$ .

$$\begin{cases} \frac{\partial A}{\partial \lambda_{i}} = 2 \sum_{j=1}^{n} \lambda_{j} C(x_{i}, x_{j}) - 2C(x_{i}, x_{0}) - 2\mu \\ \frac{\partial A}{\partial \mu} = -2 \left( \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} - 1 \right) \end{cases}$$

On annule ces dérivées pour minimiser A et on obtient ainsi un système à n+1 équations, n+1 inconnues:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n} \lambda_j C(x_i, x_j) - \mu = C(x_i, x_0) \text{ pour } i=1, n \\ \sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1 \end{cases}$$

Ce système d'équations, appelé système de krigeage, s'écrit sous forme matricielle de la façon suivante:

$$\begin{pmatrix} C(x_{1},x_{1}) \dots C(x_{1},x_{n}) & 1 \\ \dots & \dots & \dots \\ C(x_{i},x_{1}) \dots C(x_{i},x_{n}) & 1 \\ \dots & \dots & \dots \\ C(x_{n},x_{1}) \dots C(x_{n},x_{n}) & 1 \\ 1 & \dots & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_{1} \\ \dots \\ \lambda_{i} \\ \dots \\ \lambda_{n} \\ -\mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C(x_{1},x_{0}) \\ \dots \\ C(x_{i},x_{0}) \\ \dots \\ C(x_{n},x_{0}) \\ 1 \end{pmatrix}$$

E<sup>2</sup> est appelé variance de krigeage.

Puisque 
$$\mu = \left(\sum_{j=1}^{n} \lambda_j C(x_i, x_j)\right) - C(x_i, x_0)$$
,

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} \mu = \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \lambda_{i} \lambda_{j} C(x_{i}, x_{j}) - \sum_{i=1}^{n} \lambda_{i} C(x_{i}, x_{0})$$

Par conséquent E<sup>2</sup> s'écrit aussi (car 
$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1$$
):  

$$E^2 = C(x_0, x_0) + \mu - \sum_{i=1}^{n} \lambda_i C(x_i, x_0)$$

Les coefficients  $\lambda_i$  i=1,n, sont obtenus par inversion de la matrice de krigeage.

Ce système a été défini pour une fonction aléatoire Z stationnaire. Lorsque la fonction est intrinsèque, le système de krigeage est identique moyennant le changement de  $C(x_i,x_j)$  en  $-\gamma(x_i,x_j)$ .

## Système de krigeage avec corrélation des erreurs

Lorsque la mesure Z(x) est assortie d'une erreur, le système de krigeage est quelque peu modifié. Soit Z'(x) la valeur du champ considérée comme parfaite au point x.

On pose le modèle suivant:

 $Z(x) = Z'(x) + \varepsilon(x) + \varepsilon'(x) \text{ où:}$ 

 $-\varepsilon(x)$  est une erreur non corrélée d'une observation à l'autre. A titre d'exemple, ce terme peut prendre en compte le bruit instrumental des données satellitaires, les erreurs de caubration des anémomètres des navires marchands.

-  $\varepsilon'(x)$  est un terme d'erreur corrélée d'une mesure à l'autre. C'est par exemple le cas des erreurs de mesure d'un bateau montrant un biais systématique par rapport aux données environnantes.

On pose:  

$$E[\varepsilon(x)] = 0$$

$$E[\varepsilon(x)\varepsilon(x')] = \begin{cases} 0 & \text{si } x \neq x' \\ \sigma^2 & \text{si } x = x' \end{cases}$$
de même  

$$E[\varepsilon'(x)] = 0$$

$$E[\varepsilon'(x)\varepsilon'(x')] = \begin{cases} \sigma'^2 & \text{si } x \text{ et } x' \text{ ont même origine} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

L'estimateur du krigeage devient alors:

Si Z\*(x<sub>0</sub>) est la valeur estimée au point x<sub>0</sub>: Z\*(x<sub>0</sub>) =  $\sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i)$ 

$$E[Z^*(x_0) - Z(x_0)] = 0 \text{ si } \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

$$E^2 = E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) - Z(x_0)\right]^2 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C(x_i, x_j) - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i C(x_i, x_0) + \sum_{i=1}^n \lambda_i^2 \sigma^2 + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sigma'^2 \lambda_i \lambda_j [1 - \delta(x_i, x_j)] + C(x_0, x_0)$$
où  $\delta(x_i, x_j) = \begin{cases} 0 \text{ si } x_i \text{ et } x_j \text{ ont même origine} \\ 1 \text{ sinon} \end{cases}$ 

La minimisation de E<sup>2</sup> par la méthode de Lagrange donne le système de krigeage suivant:

$$\begin{pmatrix} C(x_1,x_1)+\sigma^2+\sigma'^2 & \dots & & \dots & 1\\ & \dots & C(x_i,x_j)+\sigma'^2[1-\delta(x_i,x_j)] & \dots & \dots & \\ & \dots & & \dots & & 1\\ & \dots & & \dots & & \dots & 1\\ & \dots & & & \dots & & \dots\\ & \dots & & & & \dots & & \dots\\ & 1 & & & & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ & \dots \\ & \lambda_i \\ & \dots \\ & \lambda_n \\ -\mu \end{pmatrix} = B$$

où B est le deuxième membre du système de krigeage classique.

Annexe C

# La formulation de CMOD3 et les coefficients de CMOD3 L3 et CMOD3 I2

$$\sigma_0 = 10^{\alpha + \beta \sqrt{V}} \times (1 + b_1 \cos \phi + b_2 \cos 2\phi) \text{ ou}$$

$$\begin{aligned} \alpha &= c_1 P_0 + c_2 P_1 + c_3 P_2 + c_4 P_3 \\ \beta &= c_5 P_0 + c_6 P_1 + c_7 P_2 + c_8 P_3 \\ b_1 &= c_9 P_0 + c_{10} P_1 + c_{11} \times V \\ b_2 &= c_{12} P_0 + c_{13} P_1 + c_{14} P_2 + (c_{15} P_0 + c_{16} P_1 + c_{17} P_2) \times V + c_{18} \times V^2 \end{aligned}$$

avec les polynomes de Legendre égaux à:

$$P_0 = 1$$
  $P_1 = x$   $P_2 = (3x^2 - 1)/2$  et  $x = (\theta - 36)/19$ 

V est la vitesse du vent en m/s,  $\phi$  la direction du vent par rapport a l'antenne en degres et  $\theta$  l'an gle d'incidence en degres.

# Valeurs des paramètres

	CMOD3_L3	CMOD3_I2
cl	-2.099160	-2.273336
c2	-1.356170	-1.491723
<b>c</b> 3	0.413137	0.459651
c4	-0.050683	-0.143852
сō	0.322707	0.360341
c6	0.124564	0.155212
c7	-0.038030	-0.036293
c8	0.004918	0.004591
c9	-0.027000	-0.027000
c10	0.032500	0.032500
c11	0.004400	0.004400
c12	0.254000	0.254000
c13	0.120000	0.120000
c14	-0.015000	-0.015000
c15	0.005000	0.050000
c16	0.003000	0.003000
c17	-0.001599	-0.001599
c18	0.000050	0.000050