

IFREMER

**Département Dynamiques de l'Environnement Côtier
Laboratoire Physique Hydrodynamique et Sédimentaire
(DYNECO/PHYSED)**

(CONTRAT IFREMER 2009/220652435)

EVALUATION DES FLUX DE QUANTITE DE MOUVEMENT POUR LA MODELISATION OCEANIQUE CÔTIÈRE DURANT LA PERIODE 2005 à 2008

Rapport MeteOcean - Consulting n° 09 - 08

RAPPORT D'AVANCEMENT N°3

28 Décembre 2009 – version 1.0

LISTE DE DIFFUSION

Destinataire	Service	Copies	Relectures	
			Date	Visa
V. Garnier	DYNECO/PHYSED	1		
P. Lazure	DYNECO/PHYSED	1		
P. Garreau	DYNECO/PHYSED	1		
A. Bentamy	LOS	1		

SUIVI DES MODIFICATIONS

Version		Description	Auteur
Indice	Date		
1.0	29/12/2009	Version initiale.	Ludos - Hervé Ayina

SOMMAIRE

LE BUT DE CE TRAVAIL.....	4
CONTEXTE PHYSIQUE	5
I - ÉTAT DE L'ART DES PARAMÉTRISATIONS DES FLUX TURBULENTS DE QUANTITÉ DE MOUVEMENT	8
1.1 FLUX TURBULENT DE QUANTITE DE MOUVEMENT	8
1.1.1 <i>Neutre directe</i>	13
1.1.2 <i>Neutre équivalente et itérative</i>	13
1.1.2.a Hypothèse des paramètres invariants ($\mathbf{u} = \mathbf{u}_N$)	15
1.1.2.b Hypothèse de flux constants ($\mathbf{u}_* = \mathbf{u}_{*N}$)	15
1.1.3 <i>Tension de vent dans MARS</i>	17
1.1.3.a Luyten and De Mulder (1992, LDM92).....	17
1.1.3.b Large and Yeager (2004, LAY04).....	18
1.1.3.c Fairall et al. (2003, FAL03).....	18
1.1.3.d Ayina et Bentamy (2007, MOC08).....	21
II - OUTIL D'ACQUISITION ET DE PRÉ-TRAITEMENT DES DONNÉES UTILES À L'ÉTUDE.....	23
2.1 CARACTÉRISTIQUES DES DONNÉES DISPONIBLES	23
2.2 OUTIL D'ACQUISITION ET DE PRÉ-TRAITEMENT DES DONNÉES.....	28
III - ÉVALUATION DES VARIABLES AIR-MER UTILES À L'ÉTUDE.....	34
3.1 ÉVALUATION DES VITESSE DE VENT DE RÉFÉRENCE	34
3.1.1 <i>Structure moyenne</i>	35
3.1.2 <i>Évolution temporelle</i>	39
3.2 ÉVALUATION DE L'HUMIDITÉ ET DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR	43
3.2.1 <i>Structure moyenne</i>	43
3.2.2 <i>Évolution temporelle</i>	46
3.3 ÉVALUATION DES CARACTÉRISTIQUES DES VAGUES.....	48
3.4 RÉSUMÉ DU CHAPITRE 3	52
IV - ÉVALUATION DES TENSIONS DE VENT DE RÉFÉRENCE, DU SATELLITE ET DES MODÈLES ATMOSPHÉRIQUES.....	53
4.1 ÉVALUATION DE LA TENSION DE VENT DE RÉFÉRENCE	53
4.1.1 <i>Structure moyenne</i>	53
4.1.2 <i>Évolution temporelle</i>	56
4.2 ÉVALUATION DE LA TENSION DE VENT SATELLITE (QUIKSCAT)	59
4.3 ÉVALUATION DES TENSIONS DE VENT DES MODÈLES ARPÈGE ET ALADIN	63
4.4 RÉSUMÉ DU CHAPITRE 4	68
V - ÉVALUATION DES TENSIONS DE VENTS ESTIMÉES À L'AIDE DES QUATRE PARAMÉTRISATIONS RETENUES POUR CETTE ÉTUDE.....	69
5.1 ÉVALUATION DE LA TENSION DE VENT FAL03	69
5.2 ÉVALUATION DE LA TENSION DE VENT MOC08	70
5.3 ÉVALUATION DE LA TENSION DE VENT LAY04	70
5.4 ÉVALUATION DE LA TENSION DE VENT LDM92	73
REFERENCES.....	76
ANNEXE1: ÉVALUATION DES VARIABLES AIR-MER.....	79
ANNEXE2: ÉVALUATION DES TENSIONS DE VENT	87
ANNEXE3: ÉVALUATION DES QUATRE PARAMÉTRISATIONS.....	90

Le but de ce travail

L'objet de cette étude est d'évaluer les flux de quantité de mouvement du code MARS sur la période 2005-2008, afin d'améliorer le réalisme de ces analyses et prévisions de la dynamique des couches superficielles en Manche-Atlantique et Méditerranée. Les estimations de vitesses de vent et de température de l'eau (SST – *Sea surface temperature*) issues des observations télédéteectées, les principales variables à l'interface air-mer (température et humidité de l'air, vitesse de vent, pression à la surface de la mer, hauteur significative des vagues ...) déduites des observations en 10 points de bouées ancrées et celles issues des analyses de trois modèles atmosphériques (Arpège, Aladin et MM5) sont mises à contributions. Les estimations des flux de quantité de mouvement issues des modèles de Météo France (Arpège et Aladin) et 4 algorithmes des flux de quantité de mouvement sont également utilisées.

Cette étude vise donc à :

- décrire l'état de l'art de la physique des flux turbulents de quantité de mouvement,
- développer une routine de récupération et pré-traitement de toutes les variables et flux air-mer utiles à cette étude,
- évaluer les variables air-mer et les flux turbulents de quantité de mouvement des modèles atmosphériques utilisés dans le code MARS,
- évaluer les quatre paramétrisations des flux de quantité de mouvement retenues pour cette étude. En fonction de leurs performances, et en relation avec les résultats des évaluations des flux de chaleur précédemment obtenus, ces analyses permettront de sélectionner au moins trois configurations optimales et cohérentes des flux de forçage. Celles-ci seront ensuite introduites dans le code MARS afin d'évaluer leur impact potentiel sur la dynamique et thermodynamique océaniques en Manche-Atlantique et Méditerranée.

Contexte physique

PREVIMER est un projet partenarial d'Océanographie Côtière Opérationnelle identifié au sein du Contrat de Plan État Région Bretagne qui a pour objectif de construire et mettre en ligne sur le site www.previmer.org un système d'informations et de prévisions multi échelles sur les façades métropolitaines Atlantique et Méditerranée, basé sur les simulations du code MARS.

Lors de la mise en place des configurations réalistes des façades Manche-Atlantique et Méditerranée, dans le cadre du projet PREVIMER, différentes formulations des interactions air-mer disponibles dans le code MARS ont été testées. Des comparaisons de température de surface de la mer simulée avec les données ont permis de choisir une des formulations. Les analyses ultérieures ont montré toutefois que le contenu thermique n'était pas toujours bien représenté, en particulier au dessus du plateau ou en période de vents calmes. Des comparaisons de la circulation superficielle de l'océan modélisée aux courants observés par les radars HF en mer d'Iroise (H. Muller, 2008) ont montré par ailleurs des biais importants dans les épisodes de vents marqués sans être extrêmes.

Une première évaluation des flux de chaleur, en particulier des flux turbulents (flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente), réalisée par MeteOcean – Consulting (2009) a montré que l'algorithme utilisé dans le code MARS sous-estime les flux d'évaporation par rapport aux autres paramétrisations référencées. Par ailleurs, d'une paramétrisation à l'autre, on peut s'attendre à des biais (écarts) pouvant atteindre 40W/m^2 , soit des biais de température de surface de la mer d'environ 1°C .

La présente étude s'inscrit donc dans la continuité de la première évaluation. Elle vise à doter le code MARS d'une formulation des échanges air-mer qui soit totalement cohérente entre les flux thermiques et ceux de quantité de mouvement. Il s'agit, à l'instar de ce qui a été fait sur les flux de chaleur, d'évaluer les flux de quantité de mouvement (tension de vent), estimés à partir des algorithmes les plus documentés et référencés.

Ce travail est constitué de cinq chapitres. Dans le premier chapitre, nous décrivons l'état de l'art des algorithmes de calcul des flux turbulents de quantité de mouvement. Nous y rappelons les principes élémentaires à la base des quatre principales paramétrisations retenues pour cette étude (voir le tableau 1). Le deuxième chapitre est consacré à la description de l'outil de récupération et de traitement de données utilisées dans ce travail. Les sources de ces données y sont également présentées. Les évaluations des vents de surface des différentes sources (satellite QuikScat, modèles Arpège, Aladin et MM5) ainsi que des autres variables air-mer utilisées pour estimer les flux de quantité de mouvement sont menées dans le troisième chapitre. Le chapitre (4) est consacré à l'évaluation des flux de quantité de mouvement de référence estimés à partir des variables du modèle Arpège associées aux vents satellite (QuikScat), des tensions de vent satellite estimées dans les conditions neutres ainsi que des tensions de vent issues deux modèles atmosphériques de Météo France (Arpège et Aladin). Les performances des quatre principales paramétrisations du flux de quantité de mouvement (Luyten and De Mulder, 1992; Fairall et al, 2003; Large and Yeager, 2004, Ayina et Bentamy, 2007) sont ensuite analysées et discutées dans le cinquième chapitre. Les discussions sur l'ensemble des résultats et les conclusions qui en découlent, ainsi que les perspectives de travail sont rassemblées à la fin de ce rapport. Les configurations optimales pour d'éventuelles études d'impact dans le code MARS y sont également sélectionnées.

Le présent rapport est relatif aux cinq premiers chapitres de l'étude sur l'évaluation des flux de quantité de mouvement pour la modélisation océanique côtière durant la période 2005 à 2008. Les deux premiers chapitres sont consacrés respectivement à la description de l'état de l'art des paramétrisations des flux de quantité de mouvement et à la présentation de l'outil de prétraitement des données utilisées dans cette étude. Les chapitres 3 à 5 sont consacrés respectivement à l'évaluation des variables air-mer utilisées dans cette étude, à l'évaluation des tensions de vent de référence, des tensions de vent satellite et de celles des modèles atmosphériques de Météo France (Arpège et Aladin), et à l'évaluation des tensions de vent estimées à l'aide des quatre paramétrisations des flux turbulents air-mer listées dans le tableau (1.0). Le chapitre (5) présente les premiers résultats des comparaisons des quatre paramétrisations (Tab 1.0) en utilisant les variables air-mer issues du modèle Arpège.

Tableau 1.0 : Liste les principales paramétrisations des flux de chaleurs utilisées dans le code MARS et d'autres référencées dans la littérature (disponibles pour les besoins de cette étude).

Paramétrisations de flux de quantité de mouvement	Code MARS
Fairall et al (2003)	Non
Luyten and De Mulder (1992)	Oui
Ayina et Bentamy (2007)	Non
Large and Yeager (2004)	Non

Chapitre 1

État de l'art des paramétrisations des flux turbulents de quantité de mouvement

Les flux turbulents de quantité de mouvement (tension de vent) échangés entre l'océan et l'atmosphère contribuent activement à la dynamique et à la thermodynamique de ces deux milieux. La tension du vent contrôle en effet les courants de surface et le mélange vertical des eaux. Ce contrôle, combiné aux effets des autres flux turbulents de chaleur, permet au flux de quantité de mouvement d'influencer également les évolutions de la température et de la salinité de l'eau de mer. Il existent trois approches pour estimer les flux turbulents de quantité de mouvement : l'approche directe dite méthode de covariance ou de corrélation turbulente, l'approche spectrale dite méthode inertio-dissipative et l'approche bulk dite méthode aérodynamique de masse. Les modèles océaniques en général, et le modèle MARS-3D en particulier, utilisent essentiellement l'approche Bulk pour paramétrer et estimer les flux turbulents à l'interface air-mer. L'objectif de ce chapitre est donc de décrire une par une les différentes paramétrisations bulk de flux de quantité de mouvement à l'interface air-mer retenues pour cette étude (voir tableau 1.0) et ce, afin de mieux diagnostiquer leurs points forts, points faibles et leur pertinence.

1.1 Flux turbulent de quantité de mouvement

Les flux de quantité de mouvement et les autres flux de chaleur (latente et sensible) sont considérés comme turbulents par le fait qu'ils sont liés aux fluctuations turbulentes de vitesse de vent, de température et d'humidité au voisinage de la surface de la mer. Ces flux sont généralement décrits en utilisant la décomposition de Reynolds en quantité moyenne et turbulente (voir formule 1.1).

Physiquement, le flux d'un paramètre normalisé par sa masse volumique (concentration) à travers une surface (**S**) pendant un temps (**t**) donné est la convolution de ce paramètre par la vitesse de transport de celui-ci à travers cette section. Les flux turbulents de quantité de mouvement (dus aux frottements entre l'air et l'eau) font partie des trois flux turbulents caractérisant les différents échanges d'énergie cinétique et de chaleur latente et sensible entre l'océan et l'atmosphère :

$$\begin{aligned} \frac{\tau}{\rho} &= -\overline{\mathbf{u}'\mathbf{w}'} \\ \frac{Q_{\text{lat}}}{\rho L_v} &= \overline{\mathbf{q}'\mathbf{w}'} \\ \frac{Q_{\text{sen}}}{\rho C_p} &= \overline{\theta'\mathbf{w}'} \end{aligned} \quad (1.1)$$

Où τ , Q_{lat} et Q_{sen} correspondent respectivement au flux de quantité de mouvement (tension de vent), aux flux de chaleur latente et sensible. \mathbf{u}' , \mathbf{w}' , \mathbf{q}' et θ' représentent les fluctuations turbulentes de la vitesse horizontale, de la vitesse verticale, de l'humidité spécifique et de la température potentielle à l'interface océan - atmosphère. L_v correspond à la chaleur de vaporisation de l'eau ($2.45 * 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$) et C_p à la capacité calorifique de l'air humide à pression constante (1005 J.Kg^{-1}). L'unité usuelle des flux turbulents est le N/m^2 pour la tension de vent et le W/m^2 pour les flux de chaleur.

La méthode aérodynamique de masse dite « Bulk » consiste à paramétrer ces échanges turbulents (1.1), difficiles à mesurer, en fonction des paramètres de l'écoulement moyen de la couche limite océan – atmosphère, plus facilement accessibles. Cette méthode est basée sur l'application de la théorie de similitude de Monin-Obukhov (1954, MOST) aux paramètres de la couche de mélange air-mer.

La théorie de similitude (MOST) stipule que la vitesse dans une couche limite lisse varie en fonction du logarithme de l'altitude et que le flux de quantité de mouvement y est presque constant avec l'altitude. Par conséquent, on peut caractériser la thermodynamique de

l'interface océan - atmosphère par des grandeurs caractéristiques constantes \mathbf{u}_* , θ_* et \mathbf{q}_* de telle sorte que le système (1.1) s'exprime de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \frac{\tau}{\rho_a} &= \mathbf{u}_*^2 \\ \frac{Q_{\text{lat}}}{\rho_a L_v} &= -\mathbf{u}_* \mathbf{q}_* \\ \frac{Q_{\text{sen}}}{\rho_a C_p} &= -\mathbf{u}_* \theta_* \end{aligned} \quad (1.2)$$

En utilisant la théorie de l'adimensionnement qui relie les paramètres intervenant dans la thermodynamique de cette couche, on obtient la relation sans dimension suivante pour la

vitesse :
$$\frac{kz \partial \mathbf{u}}{\mathbf{u}_* \partial z} = \text{cte} \quad (1.3)$$

$k \approx 0.4$ désigne la constante de von Karman.

Avec le même raisonnement, on trouve des relations similaires pour la température potentielle et l'humidité spécifique.

La relation (1.3) n'est vraie que pour les conditions de vitesses verticales faibles (faible stabilité ou neutre). Afin de tenir compte de la stratification réelle, on introduit les fonctions de la stabilité (ϕ). La relation (1.3) pour le vent devient alors :

$$\frac{kz \partial \mathbf{u}}{\mathbf{u}_* \partial z} = \phi_u(\zeta) \quad (1.4)$$

avec $\phi_u(\zeta) = 1$ pour les conditions neutres ($\zeta = 0$)

$$\zeta = \frac{z}{L} = \frac{\frac{g}{\theta_v} kz \overline{w' \theta_v'}}{\mathbf{u}_*^3} \quad (1.5)$$

Où ζ représente le rapport entre les forces de flottabilité et les contraintes de Reynolds.

$\theta_v = \theta(1 + 0.61q)$ est la température virtuelle. L est la longueur de Monin-Obukhov. Elle est

négative ($\zeta < 0$) quand le gradient vertical de température est négatif et la couche limite océan – atmosphère est instable. Elle est positive ($\zeta > 0$) quand la couche est stable. L'intégration de (1.4) pour les trois paramètres (vent, température et humidité) aboutit aux relations (1.6) :

$$\begin{aligned} \mathbf{u}_* &= \mathbf{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{u0}}\right) - \psi_u(\zeta) \right]^{-1} (\mathbf{u}_z - \mathbf{u}_s) \\ \mathbf{q}_* &= \mathbf{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{q0}}\right) - \psi_q(\zeta) \right]^{-1} (\mathbf{q}_z - \mathbf{q}_s) \\ \theta_* &= \mathbf{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{\theta0}}\right) - \psi_\theta(\zeta) \right]^{-1} (\theta_z - \theta_s) \end{aligned} \quad (1.6)$$

L'indice (s) indique les variables à la surface de la mer et (z) l'altitude à laquelle les flux sont estimés. En substituant les grandeurs caractéristiques (1.6) dans (1.2), on obtient les formules finales, plus connues, des trois flux turbulents :

$$\begin{aligned} \tau &= \rho_a C_D (\mathbf{u}_z - \mathbf{u}_s)^2 \\ \mathbf{Q}_{\text{lat}} &= -\rho_a L_v C_E (\mathbf{u}_z - \mathbf{u}_s)(\mathbf{q}_z - \mathbf{q}_s) \\ \mathbf{Q}_{\text{sen}} &= -\rho_a C_p C_H (\mathbf{u}_z - \mathbf{u}_s)(\theta_z - \theta_s) \end{aligned} \quad (1.7)$$

Les coefficients C_D, C_E, C_H sont respectivement les coefficients de traînée, de chaleurs latente et sensible. Ils peuvent être exprimés sous les formes suivantes :

$$\begin{aligned} C_D &= \frac{\mathbf{k}^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{u0}}\right) - \psi_u(\zeta) \right]^2} \\ C_E &= \frac{\mathbf{k}^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{u0}}\right) - \psi_u(\zeta) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_{q0}}\right) - \psi_q(\zeta) \right]} \\ C_H &= \frac{\mathbf{k}^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{u0}}\right) - \psi_u(\zeta) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_{\theta0}}\right) - \psi_\theta(\zeta) \right]} \end{aligned} \quad (1.8)$$

z_{u0} , z_{q0} et $z_{\theta0}$ sont les longueurs de rugosité dynamique, d'humidité et de température. Elles sont présentées ici comme des bornes inférieures pour l'intégration de la relation (1.4) pour les trois variables. Elles sont en réalité considérées respectivement comme l'altitude à laquelle les effets de vent, température et d'humidité sont plus importants que ceux de viscosité. Elles sont en fait fonction de multiples paramètres notamment vitesse de vent, état de mer et autres. Par exemple, leur dépendance à l'état de la mer se traduit par l'interaction vent-vagues. En effet, les vents génèrent et entretiennent les vagues qui, à leur tour, sont susceptibles de modifier l'écoulement de la masse d'air à la surface de la mer et par conséquent de modifier les flux turbulents air-mer. Plusieurs paramétrisations de ces trois longueurs existent dans la littérature. Leurs principales paramétrisations (Charnock, 1955; Smith, 1988; Taylor et Yelland, 2001 ; Oost et al, 2002) utilisées dans ce travail sont données dans les sections suivantes.

Les fonctions ψ_u , ψ_q , ψ_θ correspondent aux primitives des fonctions de stabilité $\phi(\zeta)$ (voir 1.4), elles représentent l'influence du paramètre de stabilité ($\zeta = \frac{z}{L}$). En utilisant la relation (1.5), la longueur de Monin-Obukhov prend la forme suivante :

$$L = \frac{T_v(\mathbf{u}_z - \mathbf{u}_s)^2 C_D^{3/2}}{gk(C_H(\theta_z - \theta_s) + 0.61T_{as}C_E(q_z - q_s))} \quad (1.9)$$

Les formes analytiques des fonctions de stabilité ($\psi_u, \psi_q, \psi_\theta$) ont été déterminées expérimentalement en fonction des différentes conditions de stabilité (Businger et al. 1971, Dyer et al. 1974, Geernaert, 1990, Grachev et al. 2000), en résolvant l'équation de conservation de l'énergie cinétique turbulente normalisée:

Pour une stratification stable ($\zeta > 0$) : $\psi_u(\zeta) = C_1\zeta$ avec C_1 constante

$$\psi_q(\zeta) = \psi_\theta(\zeta) = \psi_u(\zeta)$$

Pour une stratification instable ($\zeta < 0$) : (1.10)

$$x = (1 - 16\zeta)^{1/4}$$

$$\psi_u(\zeta) = 2.\ln\left(\frac{1}{2}(1+x)\right) + \ln\left(\frac{1}{2}(1+x^2)\right) - 2\arctan(x) + \frac{\pi}{2}$$

$$\psi_q(\zeta) = \psi_\theta(\zeta) = 2.\ln\left(\frac{1}{2}(1+x^2)\right)$$

Les flux turbulents de quantité de mouvement et de chaleur (latente et sensible) à l'altitude (z) sont donc schématiquement estimés selon les étapes suivantes :

1. connaître la vitesse de vent, la température et l'humidité spécifique ou relative de l'air à l'altitude (z), le courant, la température et la salinité à la surface de la mer ainsi que d'avoir une paramétrisation de l'humidité spécifique,
2. définir les longueurs de rugosité (paramétrisation),
3. estimer à partir de paramétrisation les coefficients d'échanges (1.8) en fonction de la stratification (1.9 et 1.10),
4. déduire enfin les trois flux turbulents à partir de (1.7).

Cependant le système (1.6 à 1.8) n'a pas de solutions analytiques : ζ dépend des coefficients d'échange (C_D, C_E, C_H) qui eux-mêmes sont fonctions de ζ . Les trois coefficients d'échanges et les flux turbulents associés sont par conséquent déterminés à partir des paramétrisations utilisant des procédures itératives. Plusieurs algorithmes utilisant des procédures simplifiées pour estimer les coefficients et les flux turbulents correspondants sont proposés dans la littérature. On en distingue deux variantes : neutre directe et neutre équivalente itérative.

1.1.1 Neutre directe

Cette approche consiste à s'affranchir complètement de la stratification ($\psi = 0$) dans (1.8), en considérant que les coefficients d'échange sont très proches de ceux estimés dans les conditions neutres. Dans ce cas, les coefficients ne dépendent que de la vitesse scalaire de vent à 10m (Smith and Banke, 1975 ; Smith 1988). Pour des raisons de coût de temps de calcul, cette approche est souvent adoptée dans les modèles océaniques. Une de ces versions la plus simpliste consiste à fixer les coefficients constants.

1.1.2 Neutre équivalente et itérative

C'est une approche utilisée régulièrement lors des expériences en mer où il est quasiment impossible d'accéder à l'ensemble des paramètres nécessaires pour résoudre le système (1.5 à 1.7). D'autre part, d'une expérience à l'autre, l'altitude de mesure de vent et les conditions de

stabilité sont différentes. Ceci rend délicat les comparaisons des coefficients échanges (donc flux turbulent) de ces campagnes. Il a donc été admis de calculer les coefficients neutres à 10m en s'affranchissant de leur dépendance à la stabilité. Ces coefficients peuvent ensuite être comparés d'une expérience à l'autre.

On distingue cependant deux approches pour passer des valeurs non neutres aux neutre équivalentes et inversement. La base de ces approches est le système d'équations (1.6). Dans le cas du vent en négligeant le courant de surface, ce système (1.6) devient :

$$\begin{cases} u_* = ku(z) \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_u(\zeta) \right]^{-1} \\ u_{*n} = ku_n(z) \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0n}}\right) \right]^{-1} \end{cases} \quad (1.11)$$

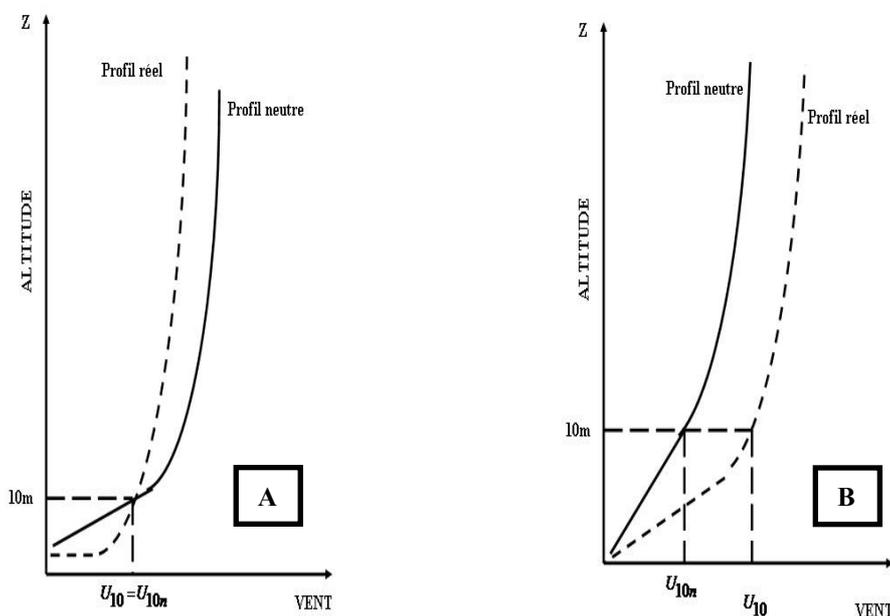


Figure 1.1 : Illustre le passage des caractéristiques atmosphériques non neutres aux neutre équivalentes : A – dans le cas de l'approche $u = u_N$, B – dans le cas de l'approche $u_* = u_{*N}$.

1.1.2.a Hypothèse des paramètres invariants ($u = u_N$)

Le principe de passage des valeurs non neutres à neutre équivalentes de cette hypothèse est illustré sur la figure (1.1a). On détermine d'abord u_{*n} en fonction de u_* en utilisant le système (1.11). Cette méthode permet ensuite d'estimer les coefficients neutres à 10 m en fonction de la vitesse scalaire de vent. Les coefficients non neutres sont déduits des neutres en considérant que le vent (par ex. $u = u_N$), la température et l'humidité sont les mêmes dans les deux conditions de stabilité. La longueur de rugosité peut être exprimée en utilisant une formulation simplifiée (par exemple celle de Charnock (1955)).

Cette méthode a été adoptée par Large et Pond (1982), Geernaert (1990) et Luyten et De Mulder (1992). Les relations de conversion entre non neutre et neutre-équivalent s'obtiennent en exprimant les rapports $\frac{C_D}{C_{DN}}$, $\frac{C_E}{C_{EN}}$ et $\frac{C_H}{C_{HN}}$ en utilisant 1.6 et 1.8 dans les deux conditions de stabilité :

$$\begin{aligned} C_D &= C_{DN} \left[\left(1 + \frac{C_{DN}^{1/2}}{k} \left(\ln \frac{z_{on}}{z_o} - \psi_u \right) \right) \right]^{-2} \\ C_E &= C_{EN} \left[1 - \frac{1}{k} \left(C_{EN} C_{DN}^{-1/2} \psi_q + \frac{1}{k} C_{DN}^{1/2} \psi_u \right) + \frac{C_{EN}}{k^2} \psi_u \psi_q \right]^{-1} \\ C_H &= C_{HN} \left[1 - \frac{1}{k} \left(C_{HN} C_{DN}^{-1/2} \psi_\theta + \frac{1}{k} C_{DN}^{1/2} \psi_u \right) + \frac{C_{HN}}{k^2} \psi_u \psi_\theta \right]^{-1} \end{aligned} \quad (1.12)$$

Les coefficients d'échanges (C_D, C_E, C_H) sont donc estimés itérativement à partir de leurs valeurs neutres, qui ne dépendent que de la vitesse de vent à 10m et des fonctions ψ_u, ψ_q et ψ_θ .

1.1.2.b Hypothèse de flux constants ($u_* = u_{*N}$)

Cette méthode consiste à définir les coefficients neutres à 10 m en fonction de la vitesse scalaire, comme dans le cas précédent, en prenant le même u_* dans le système (1.11). La correspondance des caractéristiques dans les deux cas est illustrée sur la figure (1.1b). Les coefficients non neutres à l'altitude de la vitesse de vent sont ensuite déduits des neutre équivalentes à 10m en considérant que les trois flux sont les mêmes (par ex. $u_* = u_{*N}$) dans les deux conditions (Dupuis et al. 1997, Large et Yeager, 2004). Pour cela, on ramène le vent

à 10m pour estimer les coefficients neutre équivalentes. La température et l'humidité sont à leur tour ramenées au niveau du vent :

$$\begin{aligned}
 U_n(10\text{ m}) &= U \left[\left(1 + \frac{C_{DN}^{1/2}}{k} \left(\ln \frac{z_u}{10} - \psi_u(\zeta_u) \right) \right) \right]^{-1} \\
 q(z_u) &= q(z_q) - \frac{q^*}{k} \left[\left(\ln \frac{z_q}{z_u} + \psi_q(\zeta_u) - \psi_q(\zeta_q) \right) \right] \\
 \theta(z_u) &= \theta(z_\theta) - \frac{\theta^*}{k} \left[\left(\ln \frac{z_\theta}{z_u} + \psi_\theta(\zeta_u) - \psi_\theta(\zeta_\theta) \right) \right]
 \end{aligned} \tag{1.13}$$

Enfin, les coefficients non neutres sont déduits des neutre équivalentes en suivant le même raisonnement que pour le cas précédent (1.12). On obtient les relations suivantes:

$$\begin{aligned}
 C_D &= C_{DN} \left[\left(1 + \frac{C_{DN}^{1/2}}{k} \left(\ln \frac{z_u}{10} - \psi_u(\zeta_u) \right) \right) \right]^{-2} \\
 C_E &= C_{EN} \frac{C_D^{1/2}}{C_{DN}^{1/2}} \left[1 + \frac{C_{EN}}{k C_{DN}^{1/2}} \left(\ln \frac{z_u}{10} + \psi_q(\zeta_u) \right) \right]^{-1} \\
 C_H &= C_{HN} \frac{C_D^{1/2}}{C_{DN}^{1/2}} \left[1 + \frac{C_{HN}}{k C_{DN}^{1/2}} \left(\ln \frac{z_u}{10} + \psi_\theta(\zeta_u) \right) \right]^{-1}
 \end{aligned} \tag{1.14}$$

$\zeta_u = \frac{z_u}{L}$ est le paramètre de stabilité estimé à l'altitude de la vitesse de vent (z_u). Les coefficients (C_D, C_E, C_H) sont calculés à l'altitude (z_u) de façon itérative à partir de leurs valeurs neutre équivalentes déduites à 10m et des fonctions (ψ_u, ψ_q et ψ_θ) estimées à z_u .

Dans les deux approches, on estime d'abord les coefficients neutre équivalentes à partir des variables à 10m. Puis, les flux turbulents sont déterminés en utilisant l'hypothèse adaptée. Ces deux approches sont par ailleurs difficilement comparables. Leurs performances sont discutées dans le chapitre (5).

1.1.3 Tension de vent dans MARS

Les flux de quantité de mouvement sont directement calculés dans le code MARS à partir de la vitesse de vent, la température et l'humidité relative de l'air (rh), la température de la surface de l'eau. Le courant de surface est négligé comme dans la plupart des paramétrisations. L'algorithme proposé pour ce flux (voir tableau 1.0) est celui de Luyten and De Mulder (1992).

1.1.3.a Luyten and De Mulder (1992, LDM92)

Cette paramétrisation est une variante de la méthode neutre équivalente itérative (1.1.2a) avec l'hypothèse que le vent ($u = u_N$), la température et l'humidité sont les mêmes dans les deux conditions de stabilité (neutre et non neutre). L'humidité spécifique est formulée de la manière suivante :

$$q = \left(\frac{0.62 * e}{P - 0.38 * e} \right)$$

Où $e = rh * 10^{\left(\frac{0.7859 + 0.3477 * T}{1.0 + 0.00412T} \right)}$ est la pression de la vapeur saturante (en mbar) et T - la température en Kelvin.

La longueur de rugosité dynamique est estimée en utilisant la relation de Charnock (1955) :

$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}$$

Ce qui donne $\frac{z_{0n}}{z_0} = \frac{C_{DN}}{C_D}$, C_{DN} - est fonction de la gamme de vitesse de vent.

Plusieurs méthodes sont proposées pour cela :

$$C_{DN} = \begin{cases} 1.2 * 10^{-3} \text{ si } U < 11 \text{ m/s} \\ (0.63 + 0.066 * U) * 10^{-3} \text{ si } U \geq 11 \text{ m/s} \end{cases} \quad \text{- Large et Pond (1981)}$$

$$C_{DN} = 10^{-3} (0.63 + 0.066 * U) \quad \text{- Smith and Banke (1975)}$$

$$C_{DN} = 10^{-3} (0.43 + 0.097 * U) \quad \text{- Geernaert et al. (1986).}$$

Les coefficients $C_{EN} = C_{HN} = 1.13 * 10^{-3}$.

Dans cette étude, le C_{DN} est initialisé à partir de Geernaert et al. (1986). Les coefficients d'échange sont ensuite déterminés à partir des relations (1.12). Les fonctions de stabilité correspondent à celles définies dans (1.10) avec $C_1 = -5$. En fonction de la gamme de vitesse et de la différence de température C_D , C_E et C_H sont calculés par interpolation bilinéaire à partir d'une matrice dont les valeurs ont été initialisées en utilisant la relation (1.12).

Cette matrice est initialisée en fonction de vitesse de vent et des gradients de température air-mer. L'information des gradients d'humidité spécifique n'est pas prise en compte dans l'estimation des coefficients d'échange. D'autre part, la longueur de rugosité n'est pas explicitement estimée.

1.1.3.b Large and Yeager (2004, LAY04)

Elle correspond à neutre équivalente itérative avec l'hypothèse des flux constants ($u_* = u_{*N}$).

Leur humidité spécifique est définie de la manière suivante : $q = \frac{rh}{\rho_a} (q_1 \exp(q_2/SST))$

Avec $q_1 = 640380 \text{ kg/m}^3$, $q_2 = -5107.4 \text{ K}$ et rh est l'humidité relative. Elle est fixée à 0.98 pour l'eau de mer suivant Kraus (1972).

Les coefficients d'échange sont estimés à l'altitude de vent (z_u) avec les relations (1.13 et 1.14), selon une procédure itérative. Les fonctions de stabilité sont les mêmes que dans Luyten et De Mulder (1992). Les coefficients neutres sont estimés en fonction de la gamme de vitesse de vent à 10m.

$$C_{DN} = \frac{2.70}{u_{n10}} + 0.142 + \frac{u_{n10}}{13.09} \text{ avec } u_{n10} \text{ la vitesse de vent à 10m dans le neutre}$$

$$C_{EN} = 34.6 * 10^{-3} \sqrt{C_{DN}}$$

$$C_{HN} = \begin{cases} 18. * 10^{-3} \sqrt{C_{DN}} & \text{si } \xi > 0 \text{ - stable} \\ 327 * 10^{-3} \sqrt{C_{DN}} & \text{si } \xi < 0 \text{ - instable} \end{cases}$$

1.1.3.c Fairall et al. (2003, FAL03)

Cette paramétrisation est la version 3.0 de COARE. Elle a été validée aux différentes latitudes et sous diverses conditions de vents. Cet algorithme n'est pas une méthode neutre équivalente, il résout complètement le système (1.2 à 1.8) de façon itérative. Le nombre d'itération est fixé en avance à 3.

La vitesse de vent de surface est cependant augmentée d'une correction liée aux rafales dans

le régime de vents faibles : $u = \sqrt{u_z^2 + w_g^2}$

$$\text{Où } w_g = \beta_{\text{gust}} (\text{bf} * z_{\text{bf}})^{1/3} \text{ et } \text{bf} = \text{Max} \left(0, \frac{-\text{gu} * T_{v^*}}{T} \right)$$

$$T_{v^*} = T_* \left(1 + q \left(\frac{R_v}{R_a} - 1 \right) \right) + T q_* \left(\frac{R_v}{R_a} - 1 \right)$$

$\beta_{\text{gust}} = 1.2$ d'après Jabouille et al (1996).

$z_{\text{bf}} = 600\text{m}$ est considérée comme la hauteur de la couche limite atmosphérique. R_v et R_a correspondent respectivement aux constantes de gaz parfait pour la vapeur d'eau et pour l'air. La pression de la vapeur saturante de l'eau de mer est réduite de 2% suivant également Kraus (1972).

La longueur de rugosité dynamique est estimée par la formulation de Smith (1988) ou par deux autres formulations (Oost et al (2002) et Taylor et Yelland (2001)) qui prennent en compte les effets des ondes de gravité.

- Suivant Smith (1988) : $z_o = \alpha \frac{u_*^2}{g} + \beta \frac{v}{u_*}$ avec $\beta = 0.11$

$$\alpha = \begin{cases} 0.011 & \text{si } U \leq 10\text{m/s} \\ (0.011 + 0.007(U - 10)) & \text{si } 10 < U \leq 18 \text{ m/s} \\ 0.018 & \text{si } U > 18 \text{ m/s} \end{cases} \text{ suivant Hare et al. (1999)}$$

- Suivant Oost et al (2002) qui expriment la longueur de rugosité en fonction de l'âge des vagues :

$$z_o = \frac{25}{\pi} L_{\text{wv}} \left(\frac{u_*}{C_{\text{wv}}} \right)^{4.5} + \beta \frac{v}{u_*} \text{ avec } \beta = 0.11$$

Où $L_{\text{wv}} = \frac{g}{2\pi} (0.729U)^2$ est longueur d'onde associée au pic de la fréquence

dominante, $C_{\text{wv}} = \frac{g}{2\pi} (0.729U)$ est vitesse de phase des vagues.

- Suivant Taylor et Yelland (2001) qui déterminent la longueur de rugosité en fonction de la pente de la vague dominante :

$$z_o = 1200 H_{\text{wv}} \left(\frac{H_{\text{wv}}}{L_{\text{wv}}} \right)^{4.5} + \beta \frac{v}{u_*} \text{ avec } \beta = 0.11$$

$L_{\text{wv}} = \frac{g}{2\pi} (0.729U)^2$ étant la longueur d'onde de la vague dominante, comme dans

le cas de Oost et al (2002).

$H_{\text{wv}} = 0.018U^2(1 + 0.015U)$ est la hauteur significative des vagues

Les longueurs de rugosité de chaleur et d'évaporation sont définies de la manière suivante :

$$z_{oq} = z_{o\theta} = \text{Min} \left(1.15 * 10^{-4}, 5.5 * 10^{-3} \left(\frac{v}{z_o u_*} \right)^{0.6} \right)$$

Les fonctions de stabilité sont définies de la manière suivante :

Pour une couche stable ($\zeta > 0$) :

$$\psi_u(\zeta) = -(1 + \zeta) - 0.6667 \frac{(\zeta - 14.28)}{\exp(\Gamma)} - 8.525$$

$$\psi_q(\zeta) = \psi_\theta(\zeta) = - \left(1 + \frac{2}{3} \zeta \right)^{3/2} - 0.6667 \frac{(\zeta - 14.28)}{\exp(\Gamma)} - 8.525$$

$$\Gamma = \text{Min}(50, 0.35\zeta)$$

Pour une couche instable ($\zeta < 0$) :

$$\psi_u(\zeta) = (1-f)\psi_{ub} + f\psi_{uC} \quad \text{et} \quad \psi_q(\zeta) = \psi_\theta(\zeta) = (1-f)\psi_{qb} + f\psi_{qC}$$

$$\text{avec } f = \frac{\zeta^2}{(1 + \zeta^2)}$$

$\psi_{ub}(\zeta)$ et $\psi_{qb}(\zeta)$ correspondent aux fonctions (1.10) définies par Businger et al (1971).

$$\psi_{uC}(\zeta) = \frac{3}{2} \ln \left(\frac{y^2 + y + 1}{3} \right) - \sqrt{3} \arctan \left(\frac{2y + 1}{\sqrt{3}} \right) + \frac{\pi}{\sqrt{3}}, \quad \text{avec } y = (1 - 10.15 * \zeta)^{1/3}$$

$$\psi_{qC}(\zeta) = \frac{3}{2} \ln \left(\frac{y^2 + y + 1}{3} \right) - \sqrt{3} \arctan \left(\frac{2y + 1}{\sqrt{3}} \right) + \frac{\pi}{\sqrt{3}}, \quad \text{avec } y = (1 - 34.15 * \zeta)^{1/3}$$

Les coefficients d'échange et les flux turbulents associés sont estimés à l'aide d'une procédure à trois itérations, à partir des longueurs de rugosité et fonctions de stabilité. Par ailleurs, les effets des précipitations à la surface sont pris en compte en terme de correction. En effet, les précipitations accentuent le refroidissement de la surface (donc la chaleur sensible) et engendrent une tension supplémentaire.

Pour la tension de vent : $\tau_p = \frac{RU}{3600}$ selon Fairall et al. (1996)

Pour le flux de chaleur sensible : $Q_{\text{sensp}} = \tilde{R} C_{pr} \varepsilon (T_a - T_s) * \left(1 + \frac{1}{B} \right)$

$$\left. \begin{array}{l} R \text{ (mm.h}^{-1}\text{)} \\ \tilde{R} \text{ (kg.s}^{-1}\text{)} \end{array} \right\} \text{ - taux de précipitation}$$

$C_{pr} = 4186 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ - chaleur spécifique de l'eau. $B = \frac{C_p \Delta T}{L_v \Delta q}$ - rapport de Bowen.

$\varepsilon = \frac{1}{\left(1 + \frac{R_a L_v d_v}{R_v C_p d_h} \frac{dq_s}{dT}\right)}$ - facteur de point de rosée. d_v et d_h sont les diffusivités de vapeur

d'eau et de chaleur.

La correction de Webb qui résulte de la condition que le flux de masse d'air sec doit être globalement nul est ajoutée au flux de chaleur latente (Webb et al. 1980) :

$$Q_{latwebb} = \rho_a L_v \overline{w} q / (1 + 1.61q), \text{ avec } \overline{w} = -1.61 u_* q_* - (1 + 1.61q) \frac{u_* T_*}{T}$$

1.1.3.d Ayina et Bentamy (2007, MOC08)

La paramétrisation (MOC-2008) est une nouvelle version adaptée de l'algorithme (Ayina et Bentamy, 2007) qui est utilisée pour estimer les flux turbulents satellite du Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS) de l'IFREMER. MOC-2008 prend désormais en compte les effets réels de la salinité de surface dans l'estimation de l'humidité spécifique de l'eau de mer ainsi que ceux des ondes de gravité (vagues) dans l'estimation la longueur de rugosité dynamique, à l'instar de COARE3.0. Par conséquent, la longueur de rugosité dynamique est estimée de la même façon que dans FAL03 (COARE03) :

- Selon Smith (1988) : $z_o = \alpha \frac{u_*^2}{g} + \beta \frac{v}{u_*}$ avec $\alpha = 0.16$ est fixé contrairement à FAL03 et $\beta = 0.11$

- Suivant Oost et al (2002) exprimant la longueur de rugosité en fonction de l'âge des vagues :

$$z_o = \frac{25}{\pi} L_{wv} \left(\frac{u_*}{C_{wv}} \right)^{4.5} + \beta \frac{v}{u_*} \text{ avec } \beta = 0.11$$

Où $L_{wv} = \frac{g}{2\pi} (0.729U)^2$ est longueur d'onde associée au pic de la fréquence

dominante, $C_{wv} = \frac{g}{2\pi} (0.729U)$ est vitesse de phase des vagues.

- Suivant Taylor et Yelland (2001) déterminant la longueur de rugosité en fonction de la pente de la vague dominante :

$$z_o = 1200 H_{wv} \left(\frac{H_{wv}}{L_{wv}} \right)^{4.5} + \beta \frac{v}{u_*} \quad \text{avec } \beta = 0.11$$

$$L_{wv} = \frac{g}{2\pi} (0.729U)^2 \quad \text{étant la longueur d'onde de la vague dominante.}$$

$$H_{wv} = 0.018U^2 (1 + 0.015U) \quad \text{est la hauteur significative des vagues}$$

Les longueurs de rugosité de l'humidité et de la température potentielle sont estimées de la manière suivante :

$$z_{oq} = 10 / \exp(k^2 / C_E \log(10/z_{uo}))$$

$$z_{o\theta} = 10 / \exp(k^2 / C_H \log(10/z_{uo}))$$

Les fonctions de stabilité correspondent également à celles définies dans 1.10 (Businger et al. 1971) avec $C_1 = -7$ pour la stratification stable.

A la différence de Large and Yeager (2004) ou de Fairall et al (2003) qui sont des paramétrisations itératives où le nombre des itérations est fixé à priori à 3, MOC-2008 est un algorithme itératif contraint sur l'égalité respective des grandeurs caractéristiques. Il respecte par conséquent la cohérence entre les trois flux turbulents. Pour plus de détails voir dans (Ayina et Bentamy, 2007).

Chapitre 2

Outil d'acquisition et de pré-traitement des données utiles à l'étude

Le chapitre (1) a rappelé que le calcul des flux de quantité de mouvement nécessite de disposer prioritairement des variables air-mer telles que la vitesse de vent, la température et l'humidité de l'air, la pression atmosphérique à la surface de la mer, la température de l'eau de mer, et accessoirement la hauteur significative et l'âge des vagues. Les données utilisées dans le cadre de ce travail proviennent de plusieurs sources (citées ci-dessous Tableaux 2.1 et 2.3) dont les caractéristiques sont différentes (nom et attributs des variables, résolutions spatiales et temporelles). L'objet de ce chapitre est donc de présenter les spécifications techniques de l'outil mis en œuvre pour récupérer ces données, très différentes dans l'espace et le temps, puis les retraiter afin de les mettre sur une plateforme d'analyse commune. Mais, en préambule, nous commencerons par décrire succinctement les caractéristiques de principales sources de données utilisées dans cette étude.

2.1 Caractéristiques des données disponibles

Les tableaux (2.1 à 2.3) répertorient les principales caractéristiques des variables air-mer et des flux de quantité de mouvement utilisés dans le cadre de cette étude. Ces données proviennent essentiellement de deux bases de données IFREMER (CDOCO et CERSAT). Elles sont réparties en quatre catégories :

- catégorie 1 : ce sont les données journalières globales satellite (tableau 2): il s'agit, d'une part, des composantes de vent et des composantes de tensions de vent estimées dans les conditions neutres à l'aide de l'algorithme Smith (1988). Ces données sont estimées à partir du diffusiomètre QuikSCAT. Elles sont disponibles sur un maillage de 0.5° en latitude et longitude. Il s'agit d'autre part des données de température de

surface et des flux radiatifs (solaire et infrarouge) estimés à partir des plusieurs capteurs. Ces données sont disponibles sur une grille haute résolution de $1/10^\circ$ en longitude et latitude. Toutes ces données sont disponibles en format Netcdf.

- catégorie 2 : ce sont les moyennes horaires des observations in situ faites toutes les 10 minutes en 10 points de bouées ancrées (tableau 3). Les quatre premières bouées disposent des principales variables air-mer : vitesse et direction de vent, température de l'eau de mer et de l'air, humidité relative de l'air, point de rosée et hauteur significative des vagues. Ces données sont disponibles en format Ascii. Les six dernières bouées espagnoles ne disposent que des variables océaniques et des deux composantes de vent. Elles sont en format Netcdf.
- Catégorie 3 : ce sont les variables et les flux air-mer issus de trois modèles atmosphériques (tableau 4): il s'agit des composantes de vitesse de vent, de la température et de l'humidité relative de l'air, de la pression à la surface de la mer, des précipitations, de la tension de vent et des flux de chaleur (radiatifs et turbulents). Les variables et flux des modèles ALADIN sont disponibles sur 8 échéances et sur un maillage de $1/10^\circ$ en latitude et longitude. Elles couvrent le Golfe de Gascogne et une partie de la Méditerranée. Le modèles Arpège couvre à la fois le golfe de Gascogne et la Méditerranée, il est disponible toute les 6 heures (4 échéances) sur un maillage de $1/2^\circ$. Les variables air-mer du modèle MM5 sont sur une grille de $1/25^\circ$ en longitude et de $1/50^\circ$ en latitude et couvrent essentiellement le golfe du Lion.
- catégorie 4 : ce sont les données de l'état de mer estimées toutes les 6 heures par le modèle numérique WW3 du SHOM, forcé par les vents du centre de prévision Européen (ECMWF). Ces données couvrent l'océan global sur un maillage de $1/2^\circ$ en longitude et en latitude.

La nomenclature adoptée par les différentes sources est la suivante :

- pour les deux modèles de Météo France: les flux de surface notamment les flux de chaleur, les composantes de tension de vent et les précipitations sont des données

cumulées sur la période échéance donnée (3h pour Aladin et 6h pour Arpège) ; les variables air-mer, quant à elles, sont les analyses des modèles aux mêmes échéances. A chaque échéance correspond un fichier Netcdf dans lequel les données cumulées et les analyses sont enregistrées du sud au nord.

- pour le modèle MM5 : les variables et flux correspondent aux analyses du modèle à chaque échéance (toutes les 3H). Toutes les échéances de la journée sont enregistrées dans un même fichier Netcdf et du sud au nord.
- pour le modèle WW3 : pour un mois donnée, toutes les données de 6h sont sauvegardées dans un fichier. Elles sont enregistrées de la même façon que les modèles atmosphériques.
- pour les données satellite : à chacune des données journalières QuikScat correspond un fichier Netcdf dans lequel les données sont placées du nord au sud. Les données journalières de SST et des flux radiatifs sont placées du sud au nord, chacune dans un seul fichier Netcdf.
- pour les données in situ : les observations des quatre premières bouées (Gascogne, Brittany, Lion et Nice) de toute la période sont placées chacune dans un seul fichier Ascii. Les données des bouées espagnoles sont enregistrées dans des fichiers Netcdf dans lesquels sont enregistrées six échéances (heures). Les observations de la journée sont ainsi réparties sur 4 fichiers.

Enfin, sur toutes les périodes disponibles mentionnées dans les trois tableaux (2.1 à 2.3), on a constaté de légers problèmes, notamment :

- la désignation (nom de variable et attributs) complètement différente du même paramètre entre deux sources de données,
- le manque de certains fichiers aussi bien à l'échelle de l'échéance qu'à l'échelle de la journée,
- le manque de certaines variables (pas toujours les mêmes) dans plusieurs fichiers.

Tableau 2.1 : Variables air-mer et flux issus des estimations satellite disponibles à l'IFREMER.

Sources	Flux et Variables	Couverture Spatiale	Période	Echéances
Satellite CMS Météo France	SST, Flux radiatifs (Solaire et Infrarouge)	60°S–60°N : 100°W – 45°E 0.1° x 0.1°	2006-2008	Jour
Satellite LOS IFREMER	Ustress, Vstress, U10m, V10m	80°S–80°N : Global 0.5° x 0.5°	1999-2008	Jour

Tableau 2.2 : Variables air-mer issues des observations en 10 points de Bouées et disponibles à l'IFREMER.

Sources	Variables	Période	Echéances
Gascogne : 45.2°N - 5.0°W Bouée Brittany : 47.5°N - 8.5°W Côte d'Azur : 43.4°N - 7.8°E Golfe Du Lion : 42.1°N - 4.7°E	U10m, V10m, SST, Ta, Rhu, Point de Rosée, Hs	2005 - 2008	24fois/jour
Bilbao-Vizcaya : 43.64°N - 3.05°W Cabo : 43.74°N - 6.17°W Estaca de Bares : 44.06°N - 7.61°W Villano-Sisargas : 43.50 - 9.21°W Cabo Begur : 41.91°N - 3.64°E Mahon : 39.71°N - 4.44°E	U10m, V10m, Courant, Salinité SST, Hs, Perw	2005 - 2008	24fois/jour

Tableau 2.3 : Principales caractéristiques des variables air-mer et flux de surface utilisés pour forcer le modèle MARS dans le golfe de Gascogne et la mer Méditerranée.

Sources	Flux et Variables	Couverture spatiale	Période	Echéances
ALADIN	Ustress, Vstress, Ta, Rhu, Nebul, Press, U10m, V10m, Précipitation	35°N-55°N: 11°W-14°E 0.1° x 0.1°	2006 - 2008	8fois/Jour 00h, 03h, 06h, 09h, 12h, 15h, 18h, 21h
ARPEGE	Ustress, Vstress, Ta, Rhu, Nebul, Press, U10m, V10m, Précipitation	30°N-65°N: 20°W-37°E 0.5° x 0.5°	2006 - 2008	4fois/Jour 00h, 06h, 12h, 18h
MM5	Solaire, Thermal, Ta, Press, U10m, V10m, Rhu, Précipitation	39°52N-44°47N : 0°E-16°E 1°/25 x 1°/50	2005 - 2008	8fois/Jour : 00h, 03h, 06h, 09h, 12h, 15h, 18h, 21h
WW3	Hs, Fp et d'autre	Global 0.5° x 0.5°	2006 - 2008	8fois/Jour : 00h, 03h, 06h, 09h, 12h, 15h, 18h, 21h

2.2 Outil d'acquisition et de pré-traitement des données

L'objet de l'outil mis en œuvre dans le cadre de ce travail est double : d'une part il permet de récupérer toutes les données utiles à cette étude (issues des modèles atmosphériques et WW3, et des observations satellite) à partir de deux bases de données identifiées (CDOCO et CERSAT) IFREMER. Il permet d'autre part de les remettre sur une même plateforme d'analyse. La plateforme commune d'analyse désigne un ensemble de fichiers contenant les principales variables nécessaires pour estimer les flux de quantité de mouvement sur le même maillage (grille spatiale) et disponibles sur la même période (échéance), et dans lesquels les noms et attributs des variables sont les mêmes.

L'architecture générale de cet outil est présentée sur la figure (2.1). Cet outil est codé en langage Shell en associant les applications NCO (Zender, 2001) et CDO qui permettent de manipuler les fichiers Netcdf. Dans sa version actuelle, ce script est en K-Shell et non itérative. Sept répertoires doivent être définis au préalable dans l'environnement de travail de l'utilisateur. Il s'agit de quatre répertoires où sont enregistrés les données dans la base CERSAT (REP_QSKT, REP_DSST, REP_DRAD, REP_VAGUE) et trois répertoire CDOCO des données issues des modèles atmosphériques (Aladin pour REP_ALAD, Arpège pour REP_ARPE et MM5 pour REP_DMM5). Leur signification est donnée dans la figure (2.1)

D'autres répertoires intermédiaires doivent être également définis. Ce sont :

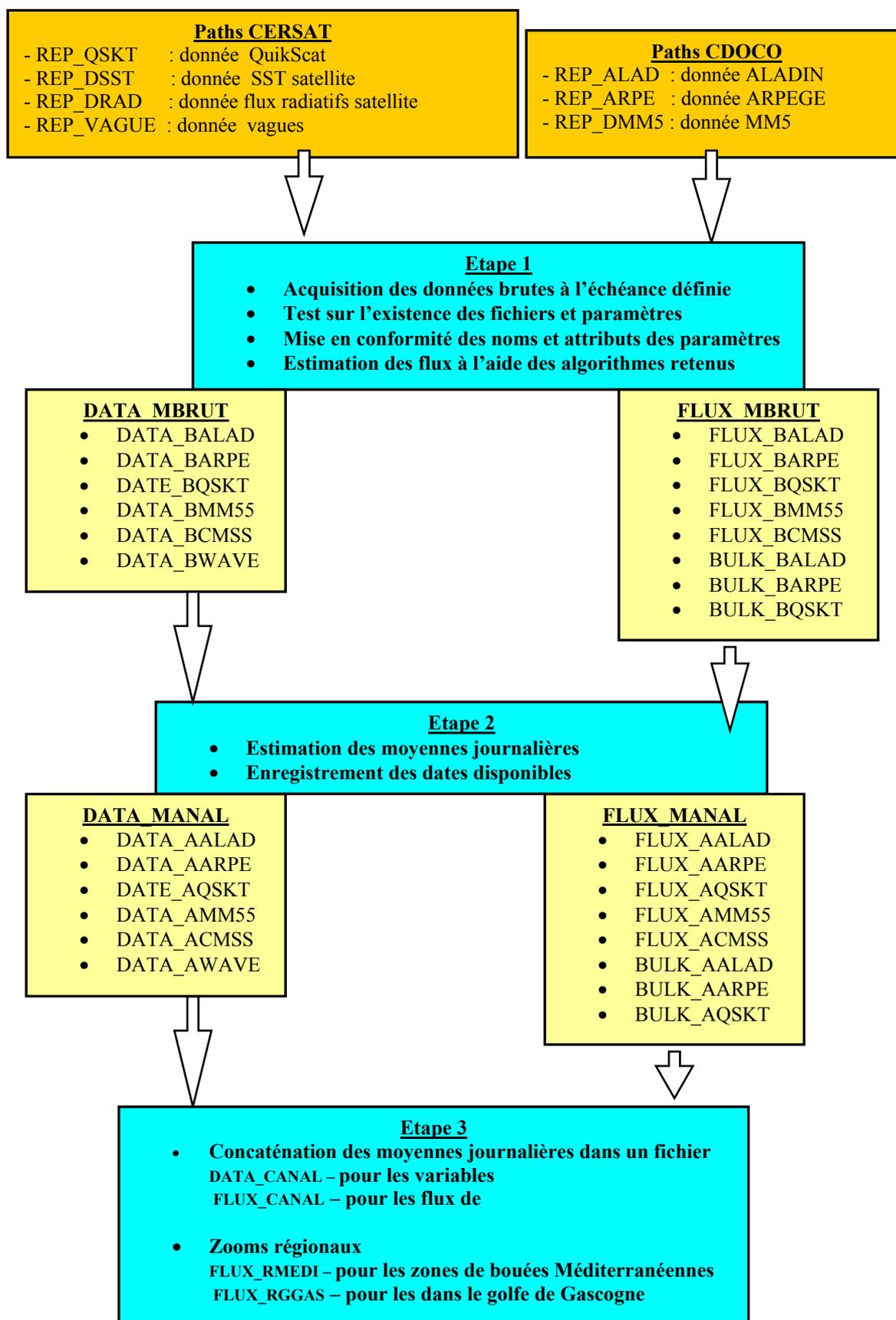
DATA_MBRUT qui est le répertoire où seront enregistrées, à chaque échéance, les variables air-mer et les paramètres des vagues,

FLUX_MBRUT – répertoire dans lequel sont sauvegardés, à chaque échéance, les flux issus des différentes sources et les flux de quantité de mouvement estimés à l'aide des algorithmes retenus pour cette étude,

DATA_MANAL est le répertoire dans lequel seront enregistrés chacune des moyennes journalières des variables,

FLUX_MANAL correspond à DATA_MANAL pour les moyennes journalières de flux des modèles atmosphériques, satellite et des flux de quantité de mouvement estimés avec les quatre algorithmes cités dans le tableau (1.0).

Figure 2.1 : Vue d'ensemble de l'outil d'acquisition et de traitement des données



DATA_CANAL est le répertoire dans lequel toutes les moyennes journalières des variables, de toute la période de l'étude, sont rassemblées dans un seul fichier.

FLUX_CANAL correspond également à DATA_CANAL pour les fichiers contenant toutes les moyennes journalières de flux des modèles atmosphériques, des satellites et des flux de quantité de mouvement estimés avec les quatre algorithmes cités dans le tableau (1.0).

Chacun des répertoires cités ci-dessus contient à son tour des sous répertoires dont l'identification respecte la dénomination suivante : [REPERTOIRE][SOURCE].

Les REPERTOIRE et SOURCE sont conformes au tableau (2.4) : DATA pour les données, FLUX – pour les flux et BULK pour les flux estimés à l'aide des quatre paramétrisations mentionnées sur le tableau (1.0).

Tableau 2.4 : Signification des dénominations des sous répertoires des principaux répertoires de l'arborescence de l'outil d'acquisition et de traitement des données utilisées dans cette étude.

REPERTOIRE	IDENTIFIANT
Donnée Brute à l'échéance pour	DATA_B FLUX_B BULK_B
Moyenne journalière	DATA_A FLUX_A BULK_A
Ensemble des moyennes journalières	DATA_C FLUX_C BULK_C
SOURCE	IDENTIFIANT
Pour le modèle Aladin	ALAD
Pour le modèle Arpège	ARPE
Pour le modèle MM5	MM55
Pour le modèle WW3	WAVE
Pour les données Satellite QuikScat	QSKT
Pour les données (SST/radiatifs) CMS	CMSS

Enfin, un dernier répertoire contenant les variables et flux/bulk moyennés au voisinage des points de bouées doit être également prédéfini. Il s'agit de FLUX_REGIO. Ce répertoire aura deux sous répertoires FLUX_RMEDI et FLUX_RGGAS qui contiendront respectivement les moyennes des régions méditerranéennes et du golfe du Lion.

A la différence de l'outil qui avait été développé dans le cadre de la première phase de cette étude concernant les flux de chaleur, ce script traite simultanément toutes les données. Ce qui lui permet de générer, à partir des variables Aladin, Arpège et satellite, les variables air-mer et flux/bulk sur les mêmes échéances (période) et sur les mêmes points de grille. Les échéances et la grille privilégiées dans cette étude sont celles du modèle Arpège. Ce qui signifie que les données Aladin ne sont récupérées que toutes les 6 heures et sur des points correspondant aux points de la grille Arpège (soit un point sur cinq sur la grille Aladin).

Les principales tâches de cet outil sont les suivantes :

1. à chaque échéance du modèle Arpège:
 - vérification de l'existence des fichiers de toutes les sources : modèles Arpège, Aladin, MM5 et WW3 ainsi que les données satellite (QuikScat et CMS),
 - récupération des variables et flux cumulés des modèles Arpège et Aladin sur la grille Arpège de 0.5°,
 - récupération des flux radiatifs et SST satellite sur le maillage du modèle Arpège,
 - récupération des vents et tensions de vent QuikScat également sur le maillage du modèle Arpège
 - renversement des vents et tensions de vent satellite du sud au nord pour que celles-ci soient cohérentes avec les variables des autres sources,
 - récupération des données vagues du modèle WW3 sur la grille Arpège
 - changement de la variable time dans les fichiers des données satellite,
 - changement des attributs et ajout des add_offset et scale_offset dans les fichiers de données satellite et des modèles Aladin, Arpège, WW3 et MM5,

- concaténation (regroupement) des variables atmosphériques avec la SST satellite dans deux fichiers variable air-mer prêt à être utilisés pour le calcul des flux de quantité de mouvement: l'un pour les variables Aladin et l'autre pour les variables Arpège,
 - regroupement des variables Arpège (sauf la vitesse de vent) avec la SST satellite et la vitesse de vent QuikScat dans le troisième fichier variable air-mer prêt à être utilisé pour le calcul des flux de quantité de mouvement de référence.
2. Génération des moyennes journalières et création du fichier contenant toutes les dates disponibles des données. Ce fichier sera par ailleurs utilisé pour récupérer les observations bouées (qui sont en format Ascii).
 3. Concaténation (regroupement) des toutes les moyennes journalières dans un seul fichier contenant toutes les dates :
 - effacement de la dimension time,
 - changement de la dimension record en time_counter.
 4. Récupération des données des différents secteurs de la méditerranée et du golfe de Gascogne.

Bien que la période affichée de cette étude soit de 2005-2008, la période disponible et commune à toutes ces données s'étend en réalité du 1 Juin 2006 au 30 Octobre 2008. Durant cette période, cet outil a généré :

- quatre fichiers de variables air-mer nécessaires à l'estimation des flux de chaleur. Le premier fichier est le résultat de la concaténation de la température de l'eau venant des observations satellite (CMS), la vitesse de vent QuikScat, et les autres variables air-mer (la température et l'humidité de l'air, la nébulosité et précipitation) provenant du modèle Arpège. Celui-ci permet d'estimer les flux de quantité de mouvement de référence à l'aide de l'algorithme de Fairall et al (2003). Le second fichier a les mêmes caractéristiques, mais cette fois-ci toutes les variables air-mer (y compris la vitesse de vent) proviennent du modèle Arpège. Le troisième fichier correspond au

regroupement de la SST satellite avec les variables air-mer issues du modèle Aladin. Les trois fichiers sont générés à chaque échéance du modèle Arpège 6H. Par conséquent, les flux de quantité de mouvement sont estimés dans les trois configurations (Arpège/Aladin + CMS, Arpège+CMS+QuikScat) à l'échéance de 6H. Le dernier fichier contient les variables issues du modèle MM5 pour les mêmes échéances.

- deux fichiers de flux (chaleur et quantité de mouvement) non cumulés issus respectivement des prévisions des modèles Aladin et Arpège.
- un fichier des flux chaleur radiative provenant du Centre Météorologique Spatiale (CMS) dans la configuration Arpège.
- un fichier des flux quantité de mouvement issu des estimations satellite QuikScat avec l'algorithme Smith (1988).
- deux fichiers contenant respectivement la hauteur significative et à la fréquence du pic des vagues issues du modèle WW3.
- un fichier contenant les flux du modèle MM5.
- ensuite, toutes ces données à l'échéance sont moyennées à la journée (aussi bien les variables concaténées, les estimations des flux à l'aide des différentes paramétrisations que les flux des modèles Aladin, Arpège et MM5).
- un fichier de moyennes de la journée des flux de chaleur radiatifs (solaire et infrarouge) issus des observations satellite dans la configuration Arpège.
- pour les secteurs Golfe du Lion et Toulon, deux fichiers de moyennes journalières de flux de chaleur radiatif du modèle MM5 pour les deux configurations.
- enfin, pour chacune des données concernées (moyenne de la journée), un fichier regroupant toutes les dates disponibles est généré.

Chapitre 3

Évaluation des variables air-mer utiles à l'étude

L'outil mis au point et décrit dans le chapitre (2) permet de récupérer les paramètres (vitesse de vent, température de l'air et de l'eau de mer, humidité de l'air, flux de quantité de mouvement et de chaleur) provenant des sources différentes et de les remettre ensuite dans les mêmes formats avec la même nomenclature. A la sortie de cet outil, nous disposons de quatre jeux de variables air-mer qui permettent d'estimer les flux de quantité de mouvement. Le premier jeu, considéré comme référence, est constitué par les variables (température et humidité de l'air, la pression de surface) venant du modèle Arpège + le vent satellite (QuikScat) + la température de l'eau satellite de CMS. Le deuxième jeu de variables est similaire au premier, à la seule exception que le vent provient également du modèle Arpège. Le troisième jeu est l'équivalent du deuxième pour les variables provenant du modèle Aladin et le dernier jeu provient du modèle régional MM5. Dans ce chapitre, il est donc question d'analyser ces différentes variables. L'accent est particulièrement mis sur l'analyse des vitesses de vent. Dans un second temps, nous reviendrons sur la confrontation des températures et humidités de l'air des trois modèles atmosphériques (Arpège, Aladin et MM5).

3.1 Évaluation des vitesses de vent de référence

Avant de commencer l'analyse des vitesses de vent, précisons d'abord que nous considérons en réalité comme référence deux sources de vitesse de vent : les données bouée et les données satellite (Quikscat). Les vents satellites, comme ceux des modèles atmosphériques, sont disponibles à 10m, ceux des bouées les sont à 2m. Afin de minimiser au maximum les incertitudes de comparaisons dues au niveau des observations, nous avons donc ramené les vents bouées à 10m. La procédure qui a été utilisée pour cela est une version simplifiée de la relation (1.12, page 14 du rapport MOC n°09-04 du 29/09/2009). Cette relation a été utilisée dans sa version neutre où les coefficients neutres ont été estimés, en fonction de la gamme de vitesse, en utilisant la tabulation de Smith (1988).

3.1.1 Structure moyenne

La distribution de l'ensemble des vitesses de vent journalier QuikScat sur la période d'analyse (2006 – 2008) et du domaine Arpege [18W:40E et 30N:60N] est présentée sur la figure (3.1a). Ces vents montrent un comportement mono-modal avec une classe la plus représentative ($\approx 12\%$) située autour de 5.0 m/s. La moitié de l'ensemble des vitesses de vent est inférieure à 6.0 m/s.

La moyenne des vecteurs vent satellite indique qu'au nord de 47°N, les vents d'ouest sont dominants partout (Fig 3.1b). Ils exhibent des vitesses supérieures à 7.0m/s avec une variabilité (écart type) dépassant largement les 2.0m/s (Fig3.1d). Au sud de cette latitude (47°N), dans le golfe de Gascogne, les vents moyens sont orientés vers le sud. Dans la méditerranée, les vents sont orientés majoritairement vers le sud - est. La composante la plus marquée est celle associée au système alterné tramontane/mistral où les vitesses moyennes sont d'environ 6.0m/s. Ce système est celui qui exhibe la plus forte variabilité de vent du domaine avec des écarts type d'environ 3.0m/s.

La distribution des vitesses de vent du modèle Arpège est représentée sur la figure (3.2a). Ce modèle montre presque le même comportement que le satellite. Toutefois, on constate quelques différences. Ses classes maximale (4.0m/s) et médiane (5.0m/s) sont de 1.0m/s inférieures à celles des vitesses de vent satellite. La moyenne de ces vitesses de vent durant la période d'étude indique les mêmes structures (Fig3.2b et FigA1.1 en annexe) comparées à celles du satellite. En revanche, ces vitesses de vent sont partout significativement inférieures à celles du satellite, avec des écarts d'environ 50 cm/s. Les écarts les plus marqués sont au sud de 47°N. Le système tramontane/mistral reste toutefois plus variable dans le modèle Arpège que dans le satellite, avec des écarts type supérieurs à 3.4m/s (voir annexe FigA1.1b).

La figure (3.3) illustre les distributions de ces mêmes vitesses de vent cette fois-ci dans le domaine restreint du modèle Aladin [18W:40E et 30N:60N]. Les trois sources (QuikScat, Arpège et Aladin) y montrent la même structure mono-modale. On note quelques modifications dans le satellite et dans Arpège. Les caractéristiques moyennes du satellite sont désormais de 1.0m/s inférieures à celles montrées dans l'ensemble du domaine Arpège. Cela est lié probablement à l'absence des vents d'ouest situés au nord-ouest des îles Britanniques.

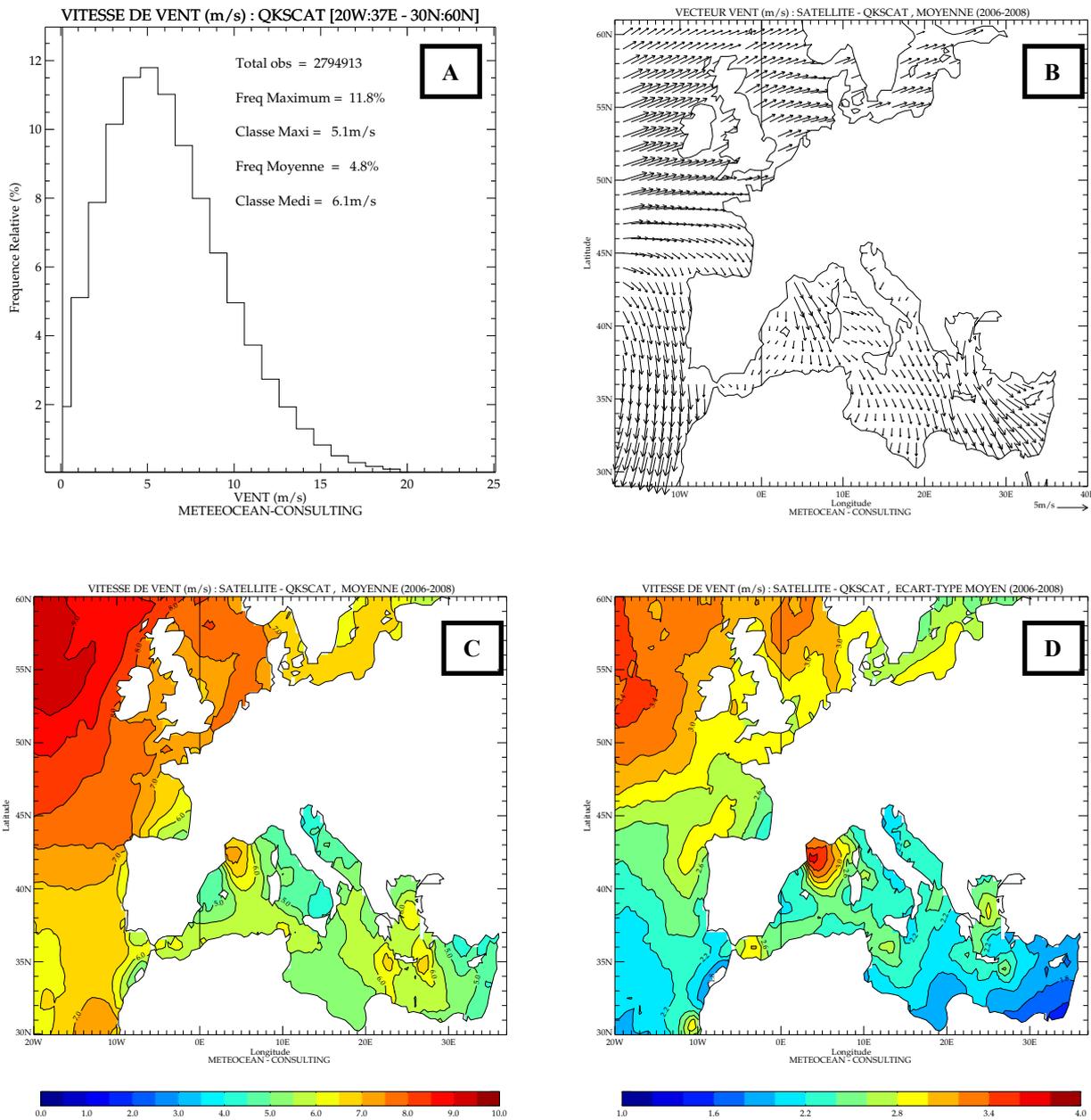


Figure 3.1 : (A) – Distribution des moyennes journalières de vitesses de vents satellites sur l’ensemble du domaine Arpège [20W - 37E : 30N - 60N] et sur l’ensemble de la période d’analyse (2006-2008). Structure moyenne sur la période considérée (2006-2008) des vecteurs vent (B), des vitesses (modules) de vent (C) et de l’écart type des vitesses de vent (D). Les vents sont exprimés en m/s.

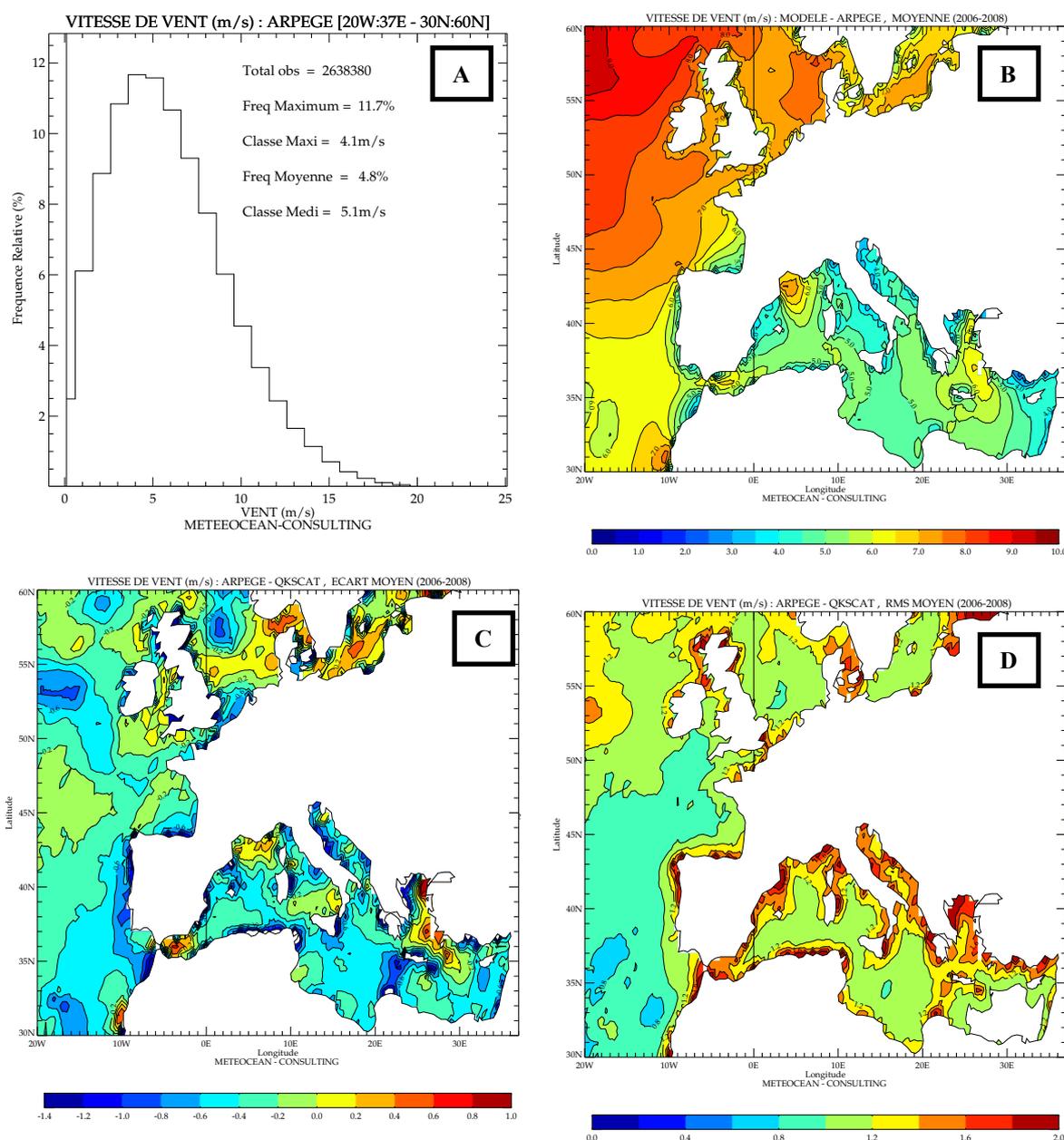


Figure 3.2 : (A) – Distribution des moyennes journalières de vitesses de vent issues du modèle ARPEGE sur l'ensemble du domaine Arpège [20W - 37E : 30N - 60N] et sur l'ensemble de la période d'analyse (2006-2008). (B) – La moyenne sur la période considérée (2006-2008) des vitesses (modules) de vent. (C) et (D) représentent respectivement l'écart (biais) et le Rms (écart quadratique) entre les vitesses de vent du modèle Arpège et ceux du satellite (Qkscat). Les écarts correspondent au modèle Arpège moins la référence satellite (QuikScat). L'unité est m/s.

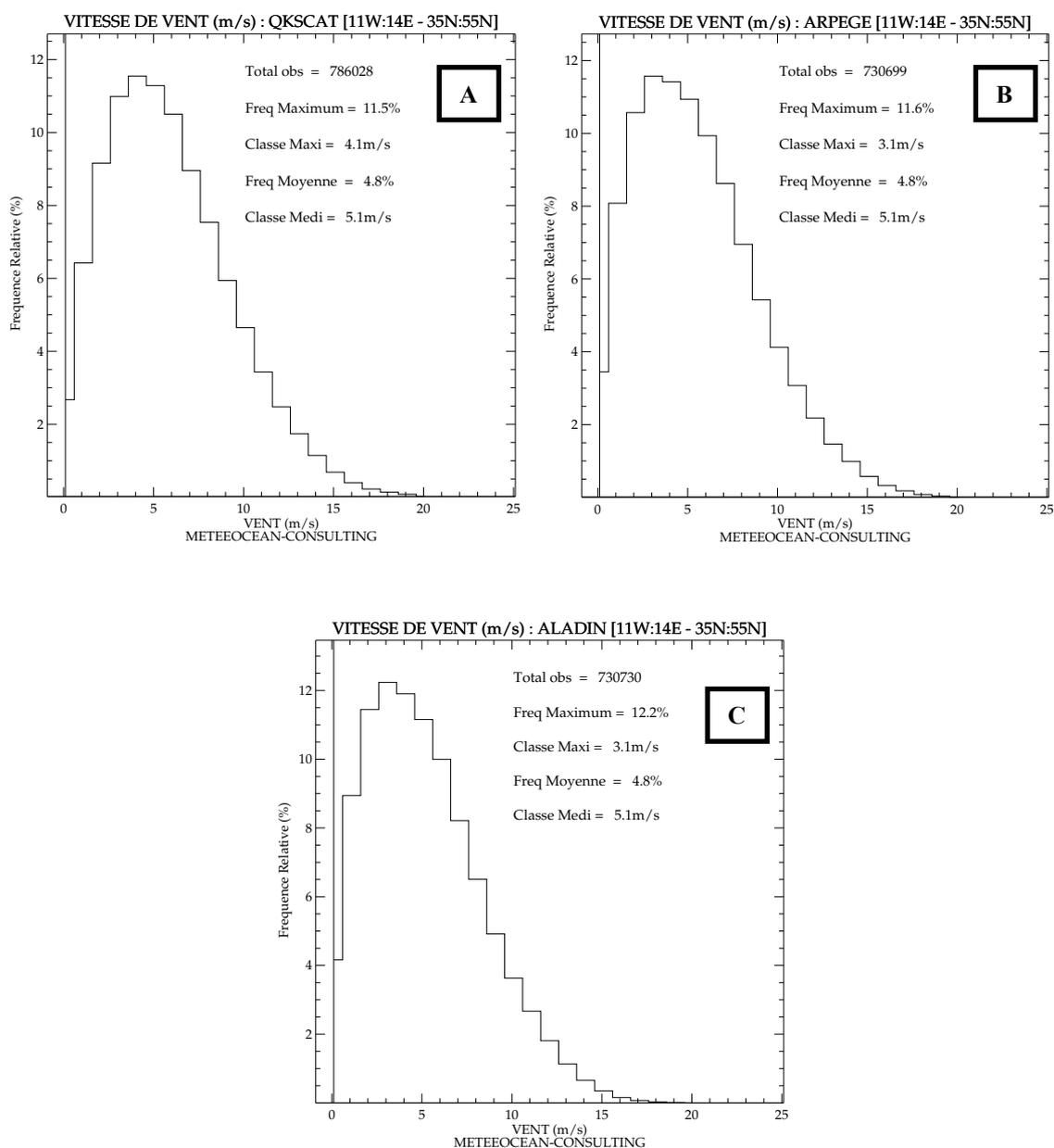


Figure 3.3 : Distribution des moyennes journalières de vitesses de vent sur l'ensemble du domaine Aladin [11W - 14E : 35N - 55N] et sur l'ensemble de la période d'analyse (2006-2008) : A – satellite (Qkscat), B – modèle Arpège et C – modèle Aladin.

Les deux modèles de météo France exhibent les mêmes caractéristiques, leur classe maximale ($\approx 3.0\text{m/s}$) reste toutefois inférieure à celle du satellite ($\approx 4.0\text{m/s}$). Les biais (écarts) moyens des vitesses de vent du modèle Aladin par rapport au satellite indiquent partout des valeurs de plus de 50 cm/s (Fig3.4a). Leurs écarts type varient entre 1.0m/s et 2.0m/s (Fig3.4b).

Ces résultats montrent en moyenne que les vitesses de vent du modèle Aladin sont inférieures à celles du modèle Arpège qui sont elles mêmes inférieures à celles du satellite. En effet, les écarts des vitesses de vent entre les deux modèles Météo France varient entre 0 et 75 cm/s en faveur du modèle Arpège (Fig3.4c). Leur Rms montre dans le golfe du Lion et côte d'Azur des valeurs d'environ 80 cm/s (Fig4.3d).

3.1.2 Évolution temporelle

Les évolutions des vitesses de vents dans les quatre secteurs autour des bouées du Golfe de Gascogne et dans la Méditerranée sont indiquées sur la figure (3.5). Les figures de gauche montrent les évolutions des vitesses de vent de bouées (trait noir) et celles de Quikscat (trait bleu). Les coordonnées géographiques des points bouées sont les suivantes : **Gascogne** autour de [45.2°N et 5°W], **Brittany** situé autour de [47.5°N et 8.5°W], Golfe du Lion correspond à [42.1°N et 4.7°E] et **Nice** à [43.4°N et 7.8°E].

Les vents montrent dans le golfe de Gascogne (Gascogne et Brittany) un signal saisonnier caractérisé par des événements d'intenses vitesses de vent en Automne - hiver dépassant les 9.0m/s (Figs 3.5a et 3.5c). Les vitesses de vent y sont modérées au printemps - été avec des valeurs oscillant autour de 5m/s .

Les scores moyens issus des comparaisons entre vitesses de vent des différentes sources par rapport aux observations, montrées sur les figures (A1.2 et A1.3 voir en annexe), sont répertoriés dans le tableau (3.1). On note en général que les vents satellite et ceux des modèles météo France sont plus faibles que les observations à Gascogne et plus forts à Brittany. Les vents Quikscat restant par ailleurs beaucoup plus forts en moyenne que ceux des deux modèles.

A Gascogne, les écarts les plus significatifs sont ceux des deux modèles atmosphériques (Arpège et Aladin) et ont lieu au printemps et en été où on observe des sous estimations de

vitesse de vents d'environ -2.0m/s (Fig3.5b). Les écarts du satellite à la bouée sont relativement forts en hiver et en été avec des valeurs avoisinant ± 1.0 m/s. A Brittany, les écarts à la bouée dépassent +2.0m/s notamment au printemps - été 2008.

Dans la méditerranée, les vents indiquent plutôt des évolutions semi annuelles, caractérisées par des vitesses de vent sensiblement plus importantes en mars-avril et en octobre-décembre (Figs 3.5e et 3.5g). Ces évolutions sont plutôt bien restituées par les quatre sources (satellite et les trois modèles atmosphériques). On constate toutefois que les vitesses de vents observées (Bouées) sont relativement plus fortes que celles des autres sources, à l'exception du satellite qui indique une légère surestimation à Nice (≈ 18 Cm/s, voir tableau 3.1). Les écarts les plus importants sont indiqués par les modèles Aladin et MM5 dans le golfe du Lion. On y observe des sous estimations d'intensité de vent dépassant -1.0m/s. Le Rms de MM5 atteint par exemple 4.4 m/s. Ce modèle affiche également les évolutions les moins en phase avec les observations, avec des corrélations inférieures à 55% (Tab 3.1).

Tableau 3.1 : Scores (moyenne, biais, Rms et corrélation) des comparaisons des vitesses de vent (en m/s) satellite (QuikScat), des modèles atmosphériques (Aladin, Arpège et MM5) avec les observations (bouées) dans quatre zones de l'Atlantique et la Méditerranée. Les biais sont les écarts des différentes sources par rapport aux observations bouées (Source - Bouée).

	VITESSE DE VENT (m/s)							
	GASCOGNE [45.2°N et 5°W]				BRITANY [47.5°N et 8.5°W]			
	Moyenne	Biais	Rms	Cor	Moyenne	Biais	Rms	Cor
BOUEE	7.0				6.9			
QuikScat		-0.08	1.2	0.94		0.82	1.8	0.90
ARPEGE		-0.39	1.1	0.95		0.33	1.4	0.93
ALADIN		-0.77	1.4	0.94		0.11	1.5	0.91
	GOLFE DU LION [42.1°N et 4.7°E]				NICE [43.4°N et 7.8°E]			
BOUEE	7.5				4.9			
QuikScat		-0.65	1.9	0.92		0.18	2.1	0.87
ARPEGE		-0.59	1.6	0.95		-0.15	1.8	0.90
ALADIN		-1.3	2.0	0.95		-0.57	1.9	0.90
MM5		-1.7	4.4	0.54		-0.61	4.0	0.45

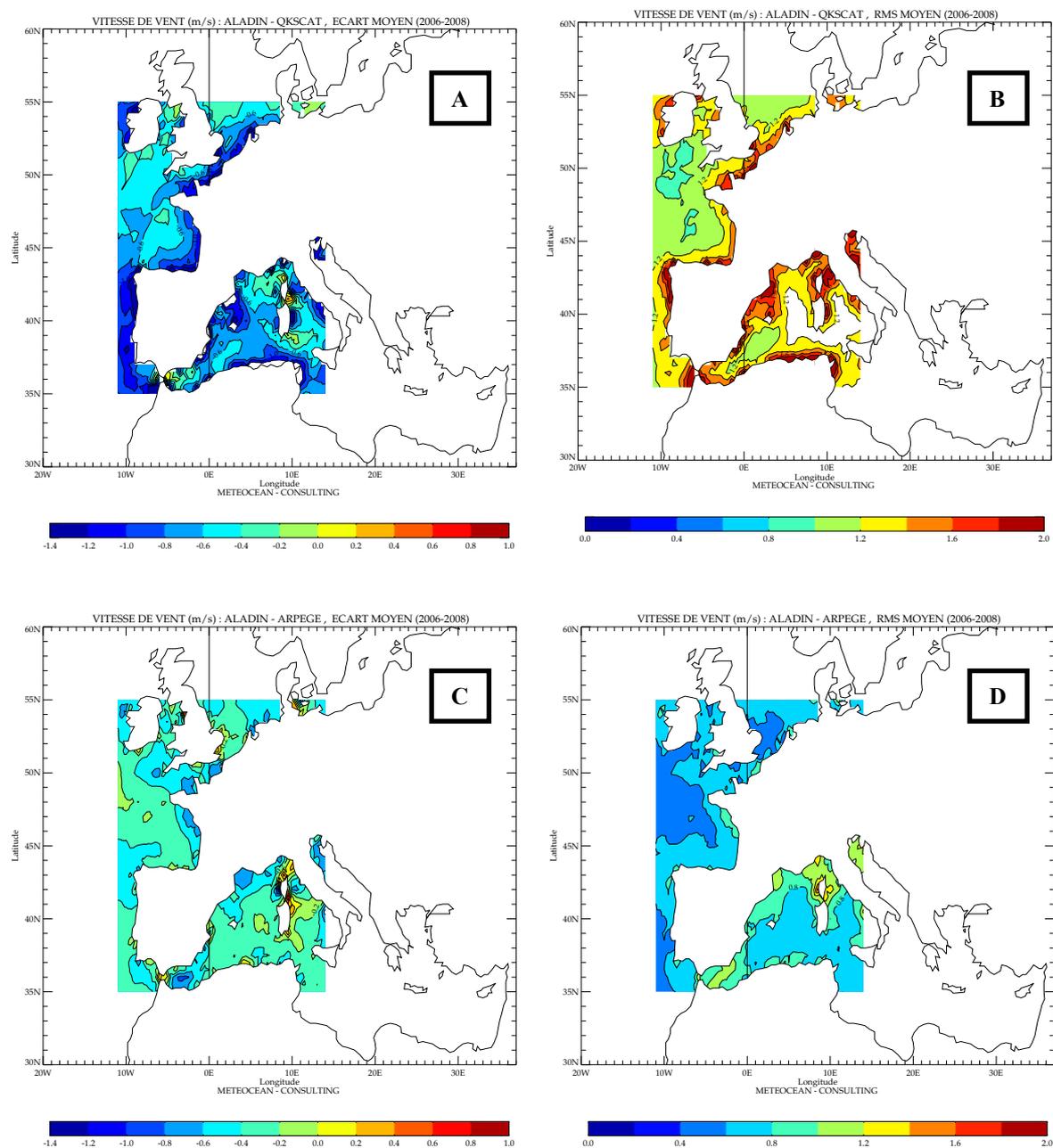


Figure 3.4 : Moyenne sur la période considérée du biais (A) et Rms (B) entre les vitesses de vent du modèle Aladin et celles issues des observations Satellite (Qksat). (C) et (D) correspondent respectivement à (A) et (B) pour les écarts entre les modèles Aladin et Arpege.

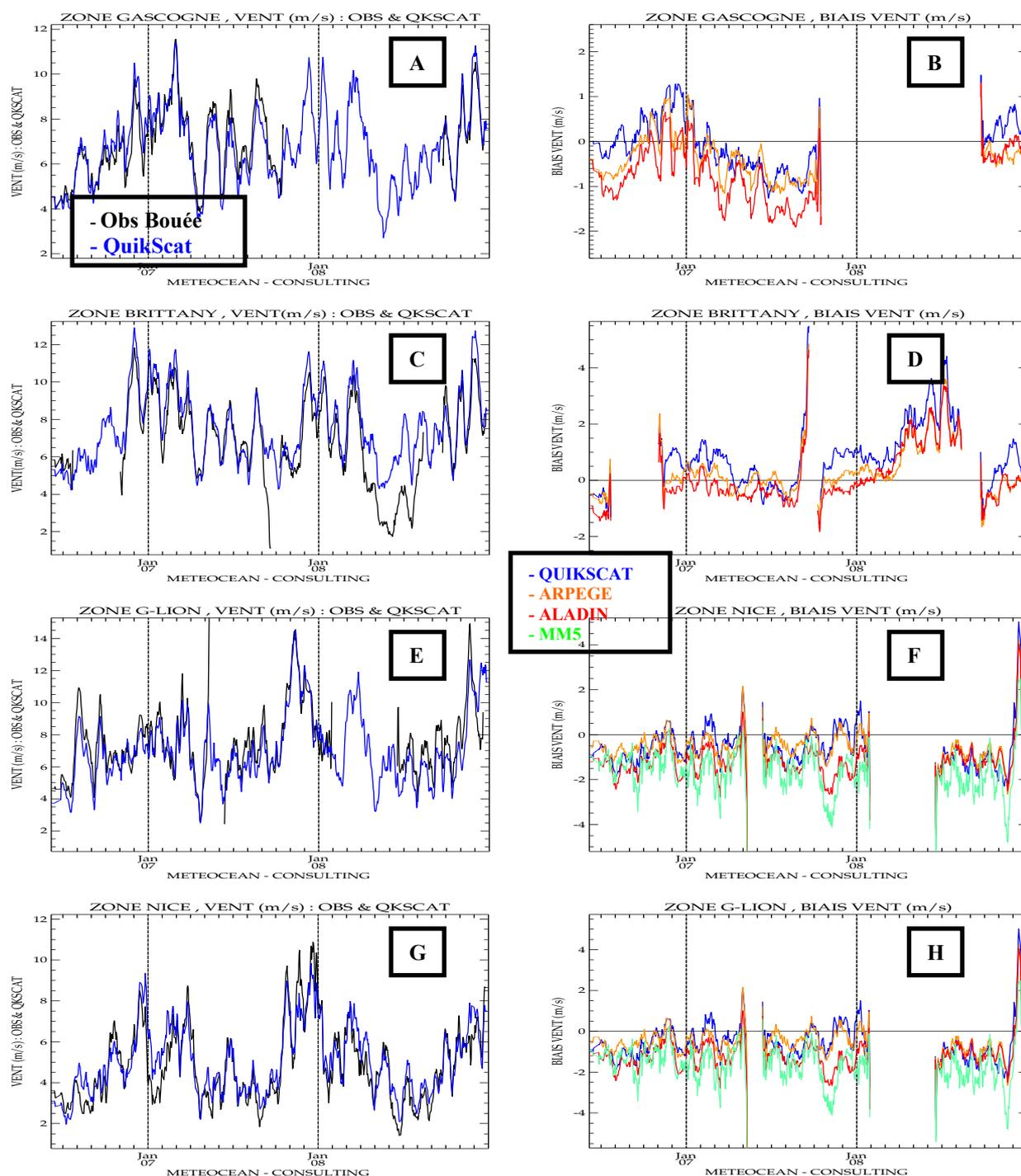


Figure 3.5 : Évolution des moyennes à la journée des modules de vent observées (bouées – trait noir) et satellite (trait bleu) en quatre zones de bouées (panneaux gauche). Évolution des écarts par rapport aux vitesses de vent observées (bouées) des 4 sources de données dans les 4 zones de bouées (panneaux droit) : Qkscat – trait bleu, Arpège – trait orange, Aladin – trait rouge, MM5 – trait vert. A et B – Gascogne [45.2°N et 5°W], C et D – Brittany [47.5°N et 8.5°W], E et F – Golfe du Lion [42.1°N et 4.7°E], G et H – Nice [43.4°N et 7.8°E].

3.2 Évaluation de l'humidité et de la température de l'air

Dans cette section, nous revenons sur les comparaisons de l'humidité et de la température de l'air des deux modèles de Météo France. Ces confrontations ont déjà été réalisées dans la première phase de l'étude concernant l'évaluation des flux de chaleur. Dans ladite étude, nous n'avons pas pu comparer point par point les deux modèles car leurs variables étaient analysées chacune dans sa grille initiale respective. Dans la présente étude, les variables Aladin sont désormais récupérées en des points qui correspondent à ceux du modèle Arpège. Ce qui signifie que nous avons récupéré un point sur 5 du modèle Aladin.

3.2.1 Structure moyenne

Les structures moyennes de l'humidité relative des deux modèles sont montrées sur la figure (3.6). Dans l'ensemble, les deux modèles exhibent les mêmes structures, les régions les plus humides sont en moyenne localisées dans l'Atlantique. La Méditerranée est marquée par de faibles taux d'humidité. Cependant, le modèle Aladin indique partout des déficits d'humidité par rapport au modèle Arpège. Les déficits les plus importants ont lieu en Méditerranée de part et d'autre du golfe du Lion et Côte d'Azur où on note des écarts d'environ -7% et des Rms de plus de 8% (Figs 3.6c et 3.6d). Dans le golfe de Gascogne, Aladin indique également des sous estimations de l'ordre de -1% à -5%.

La moyenne de la température de l'air sur la même période pour les deux modèles montre les mêmes structures. La Méditerranée est la région la plus chaude avec des températures oscillant entre 17°C et 21°C. L'Atlantique nord indique des températures allant de 10°C à 15°C. Toutefois, le modèle Aladin reste sensiblement plus chaud que le modèle Arpège. Leurs écarts moyens montrent dans la Méditerranée des valeurs d'environ 3/10°C. Dans l'Atlantique, les écarts sont un peu plus faibles et restent néanmoins supérieurs à 1/10°C.

Ces résultats confirment les conclusions de la précédente analyse sur les flux de chaleur. Ils indiquent d'emblée que ces deux modèles sont sensiblement différents aussi bien en vitesse de vent, que en humidité et température de l'air.

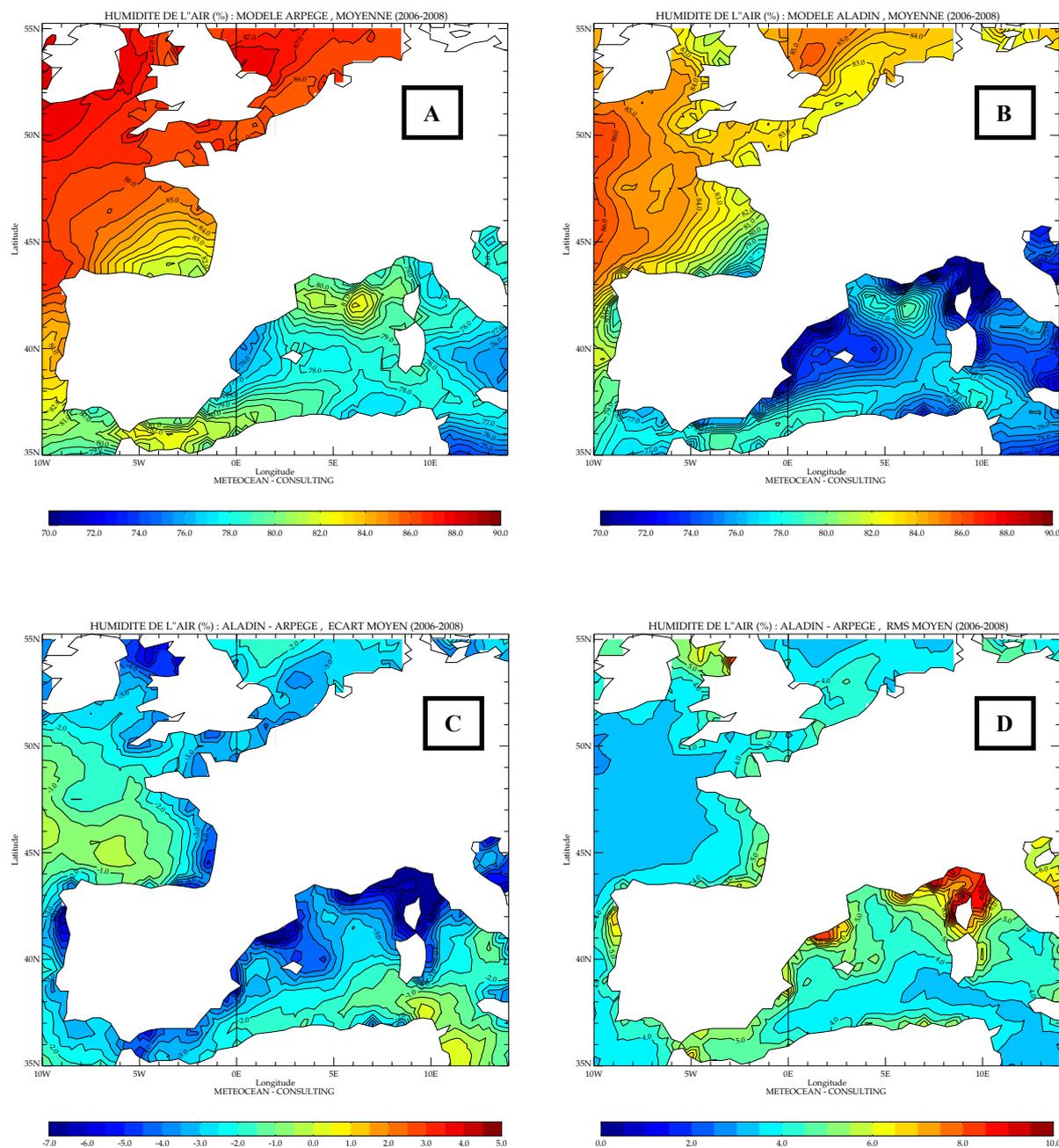


Figure 3.6 : Moyenne de l'humidité relative sur la période de l'analyse (2006-2008) pour les modèles Arpège (A) et Aladin (B) dans le domaine du modèle Aladin [11W - 14E : 35N - 55N]. (C) et (D) représente respectivement les écarts et Rms moyens de l'humidité relative du modèle Aladin par rapport au modèle Arpège. L'humidité relative est exprimée en pourcentage (%).

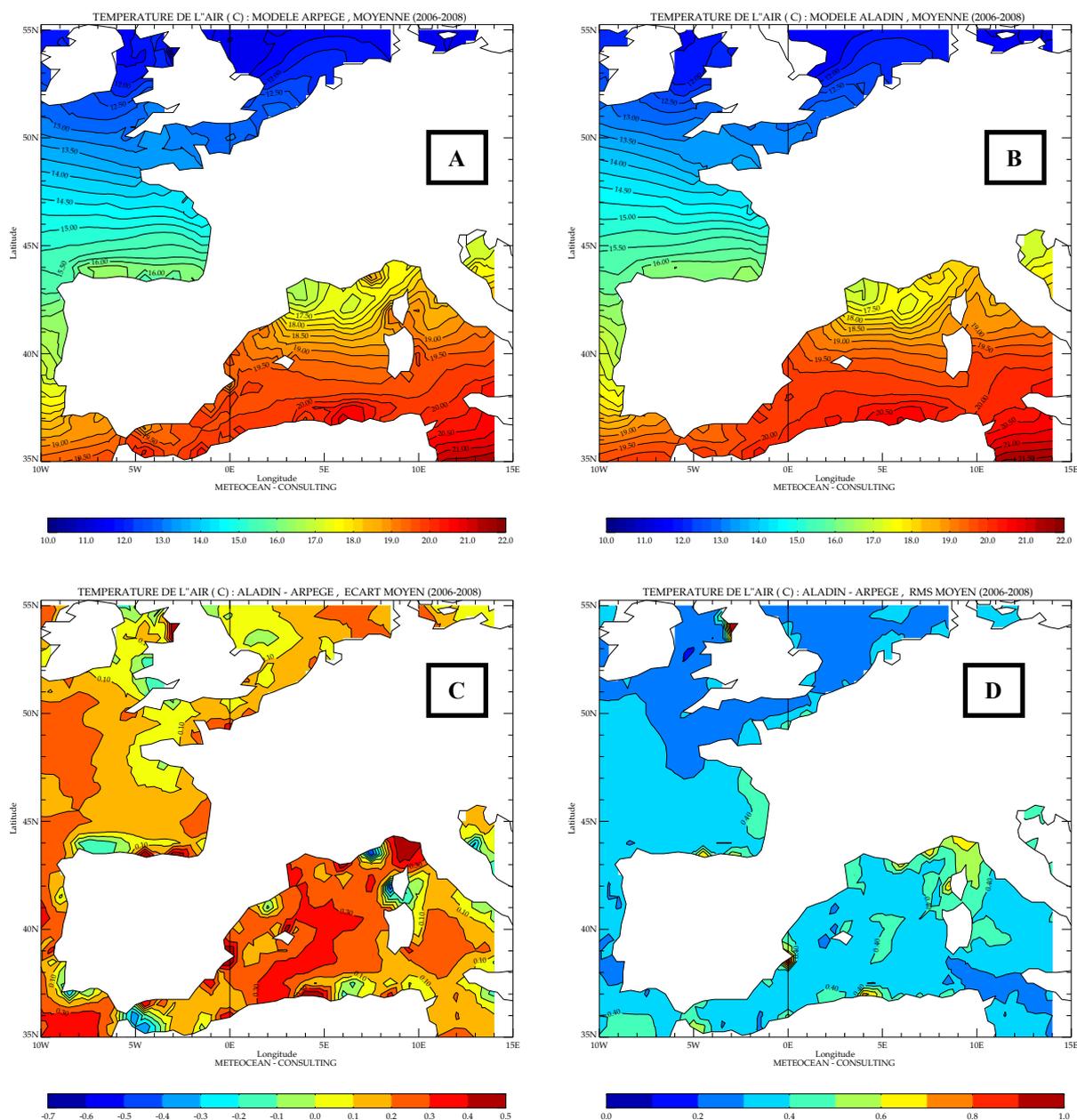


Figure 3.7 : Similaire à la figure (3.6) pour les moyennes de la température de l'air issues des modèles Arpège (A) et Aladin (B). Les écarts et Rms moyens de la température de l'air du modèle Aladin par rapport au modèle Arpège sont illustrés respectivement sur (C) et (D). L'unité de la température est le degré celsius.

3.2.2 Évolution temporelle

Les séries temporelles des moyennes journalières de l'humidité relative et de la température de l'air aux quatre points de bouées sont représentées sur la figure (3.8). Ces deux variables exhibent partout des évolutions annuelles marquées par un maximum et un minimum annuel. Les maxima de l'humidité et de la température de l'air apparaissent respectivement au printemps-été et été-automne. Le signal annuel de l'humidité relative est légèrement moins prononcé dans le golfe du Lion.

Les scatterplots des comparaisons de ces paramètres entre les modèles atmosphériques et les observations sont illustrés sur les figures (A1.4 à A1.7). Ils permettent de dégager quelques tendances. Dans l'Atlantique, les deux modèles de météo France sont plus humides et plus chauds que les bouées. Le modèle Arpège étant le plus humide et Aladin le plus chaud. Ces écarts peuvent parfois dépasser +10% notamment en février 2007 et en hiver 2007-2008 à Brittany. Arpège est même moins chaud que les observations à Gascogne (biais $\approx -0.05^\circ\text{C}$, voir FigA1.6a).

En Méditerranée, Arpège est plus humide que les observations et les deux autres modèles (Aladin et MM5). Par ailleurs, Aladin et MM5 montrent en moyenne des déficits d'humidité par rapport aux observations. Le déficit moyen le plus important (près de -7%) est indiqué par MM5 dans le golfe du Lion (FigA1.5e). MM5 est également le modèle le moins chaud des trois modèles. Son écart de température à la bouée à Nice est de 1.1°C . Ce qui signifie que ce modèle y présente un déficit de température de l'air de plus de 2.0°C par rapport aux modèles Météo France.

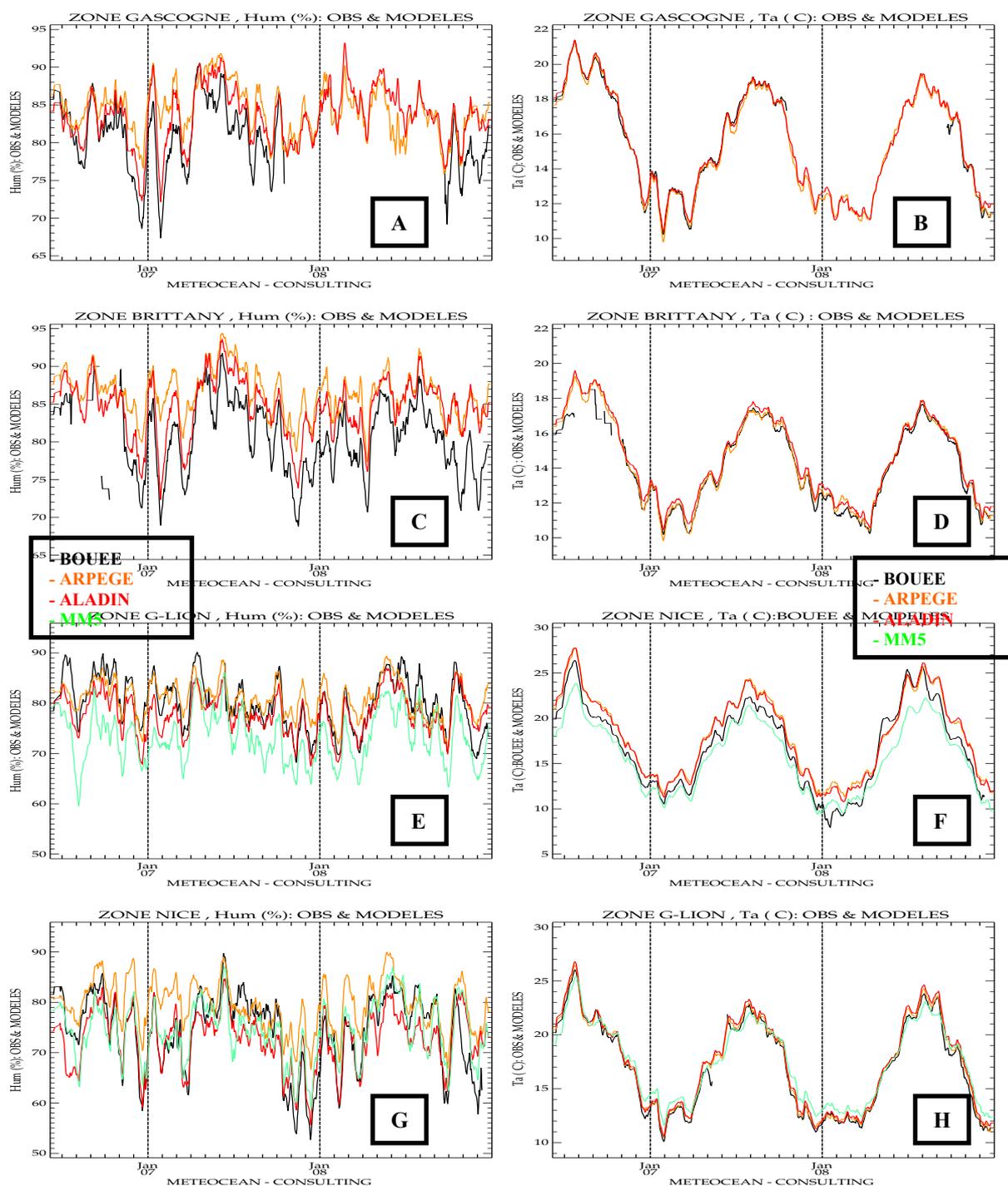


Figure 3.8 : Évolution des moyennes à la journée des humidité (panneaux gauche) et température (panneaux droite) de l'air observées (trait noir) et des trois modèles atmosphériques : Arpège – trait orange, Aladin – trait rouge, MM5 – trait vert. A et B – Gascogne, C et D – Brittany, E et F – Golfe du Lion, G et H – Nice.

3.3 Évaluation des caractéristiques des vagues

Il s'agit dans cette section d'analyser les deux paramètres de vagues retenus dans le cadre de cette étude : la hauteur significative de vagues et la période du pic des vagues. Ces deux paramètres nous viennent des sorties du modèle WW3 forcé par les vents du centre de prévision météorologique Européen (ECMWF). Nous ne disposons en revanche que des observations de la hauteur significative des vagues et de la période de celles-ci (qui est différente de la période du pic des vagues) pour évaluer les paramètres du modèle WW3. Par conséquent, nous privilégierons dans cette section l'évaluation de la hauteur significative, tout en montrant les structures et les évolutions de la période du pic afin de pouvoir tirer quelques conclusions.

La figure (3.9) montre les structures moyennes et l'écart type de la hauteur significative et de la période du pic des vagues du modèle WW3, sur la période de l'analyse (2006-2008). On note que les vagues les plus importantes (en moyenne de plus de 2.0m avec des périodes de plus de 9.0 secondes) ont lieu essentiellement dans l'Atlantique nord. Ces vagues indiquent également une forte variabilité avec des écarts type supérieurs à 1.0 m et 1.5s.

La Méditerranée est, quant à elle, marquée par des vagues modérées tant en amplitude (hauteur significative moyenne inférieure à 1.5m) qu'en période (inférieure à 6s).

Les évolutions temporelles de la hauteur significative des vagues des trois bouées (Gascogne, Brittany et golfe du Lion) sont rapportées sur la figure 3.10. Nous y avons tracé également les évolutions de la période du pic des vagues (panneaux droit). Les chronologies du secteur Nice ne sont pas présentées car dans cette région le modèle WW3 semble indiquer quelques défauts.

On peut constater en premier lieu que le modèle WW3 simule correctement les évolutions de la hauteur significative dans l'Atlantique. En effet, les écarts avec les bouées y sont en moyenne inférieurs à 10.cm. Les vagues les plus amples apparaissent en hiver-printemps avec des hauteurs dépassant régulièrement les 3.0m. Ces évolutions sont fortement corrélées à celles des vents. Dans la Méditerranée, le modèle restitue également bien l'information bouée mais les écarts (≈ 20 cm) sont légèrement supérieurs à ceux de l'Atlantique.

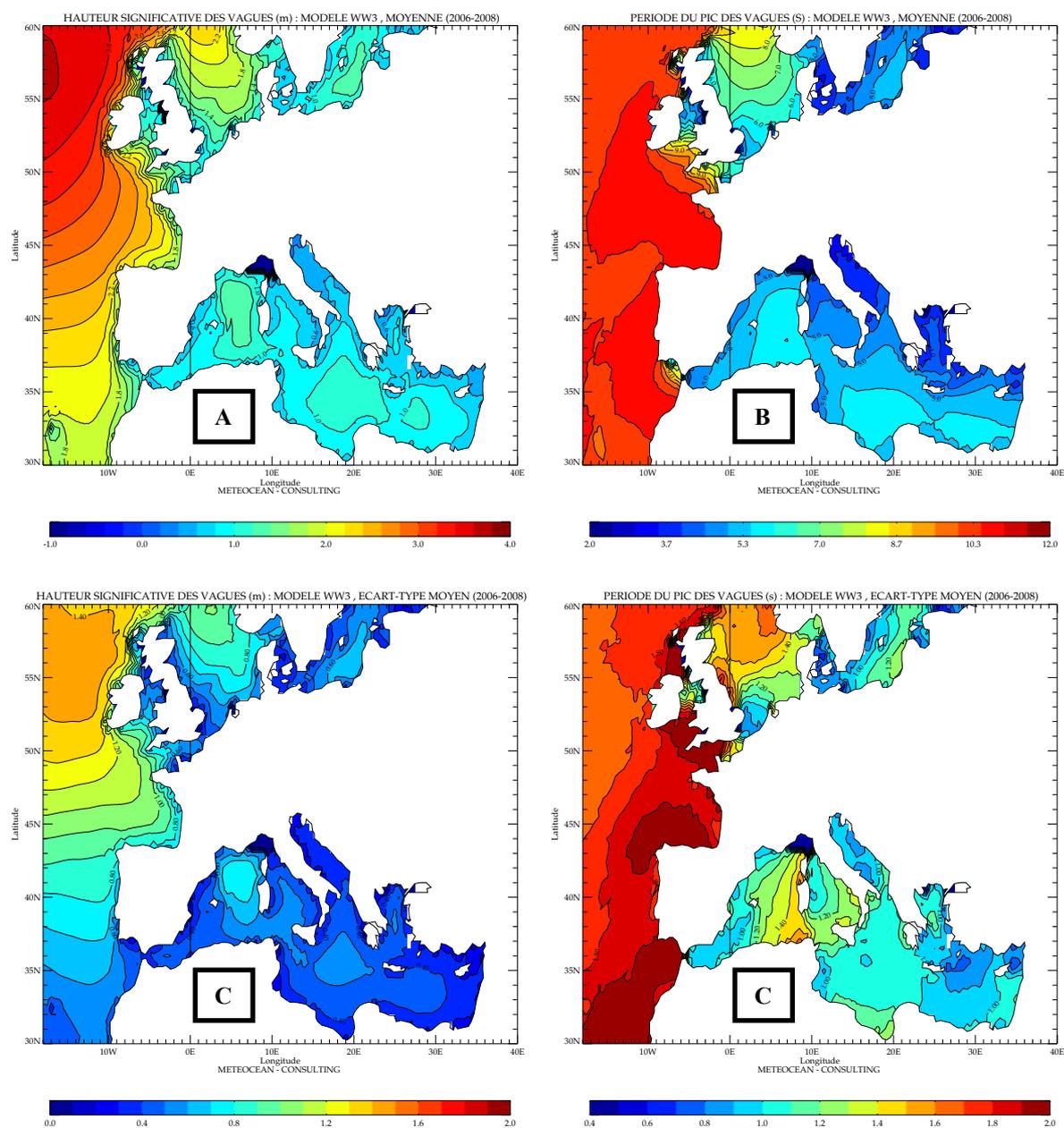


Figure 3.9 : Moyenne de la hauteur significative (A) et de la période du pic (B) des vagues du modèle WW3 sur la période 2006-2008. (C) et (D) correspondent respectivement à leurs écarts type. L'unité de la hauteur significative des vagues est le mètre (m) et celle de la période – la seconde (s).

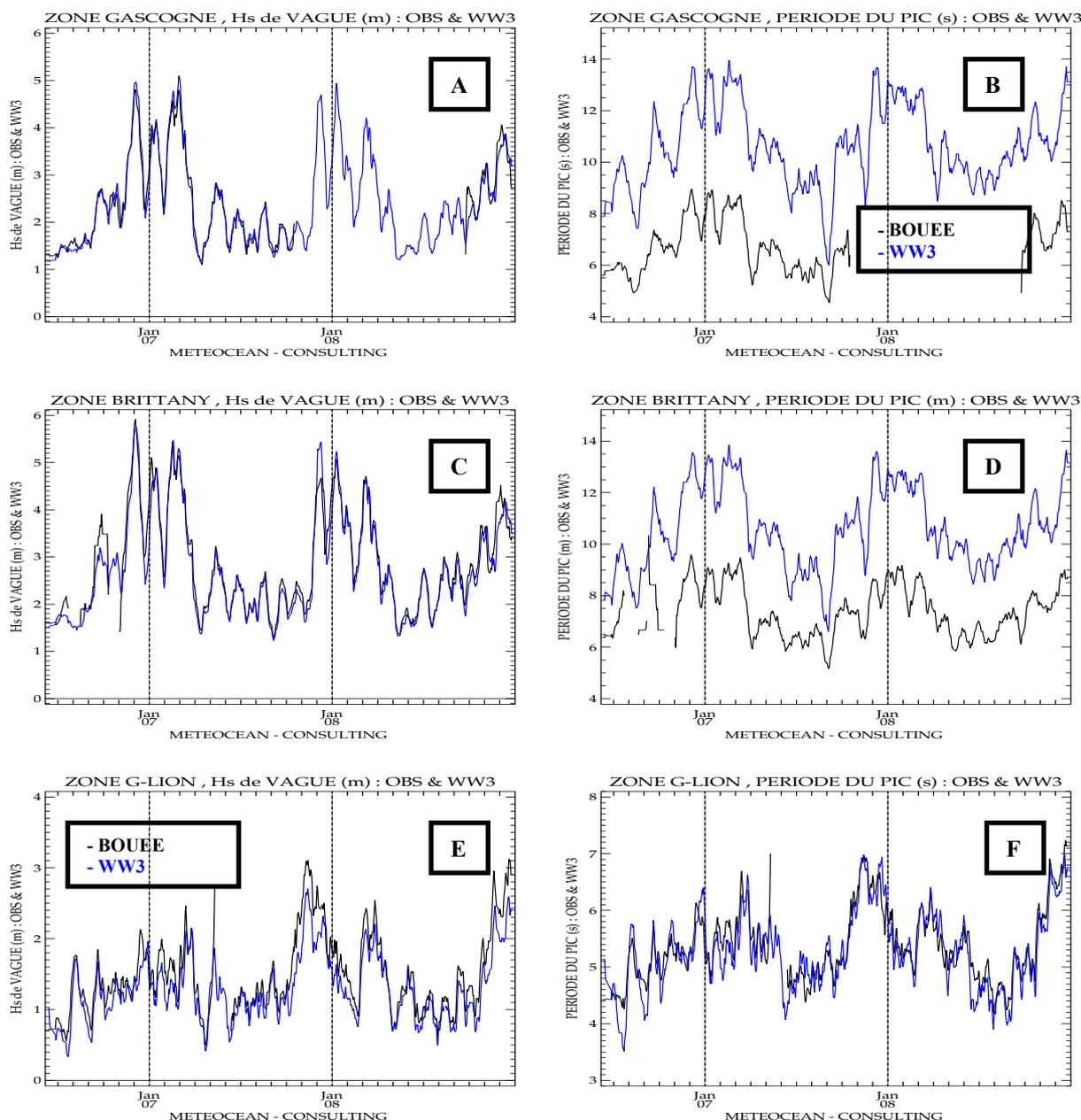


Figure 3.10 : Évolution journalière de la hauteur significative des vagues (panneaux gauche) et de la période du pic des vagues (panneaux droite) observées (trait noir) et du modèle WW3 (trait bleu) autour de trois bouées : A et B – Gascogne, C et D – Brittany, E et F – Golfe du Lion.

Les évolutions des périodes des vagues pour les bouées et des pics des vagues pour WW3 permettent de voir que le modèle restitue correctement les phases de la période. Les périodes les plus grandes sont associées aux vagues les plus importantes. Elles ont lieu en hiver - printemps où les périodes des vagues sont d'environ 8s et la période du pic des vagues est à plus de 11s.

3.4 Résumé du chapitre 3

Dans ce chapitre, il a été démontré que les vitesses de vent satellite (QuikScat) et celles des deux modèles de Météo – France (Arpège et Aladin) exhibent les mêmes distributions et les mêmes structures spatiales et temporelles. Il a été également montré que les vitesses de vents satellite sont beaucoup plus fortes que celles des deux modèles atmosphériques. Le modèle Arpège a illustré des vitesses de vent légèrement plus fortes que le modèle Aladin.

L'analyse des deux composantes de vent, dont les résultats ne sont ni montrés ni discutés dans ce chapitre, a par ailleurs permis de constater que ces trois sources n'ont indiqué aucune différence de direction entre elles, ni à l'échelle des 3ans (moyenne) ni à celle de la journée.

Les comparaisons des vitesses de vent de ces trois sources plus celles du modèle MM5 avec les vents observés en quatre bouées ancrées ont montré que toutes ces sources sont plus faibles que les observations bouées. Le modèle MM5 est celui qui affiche les sous-estimations les plus significatives.

Ce chapitre a montré, d'autre part, que les deux modèles Météo France sont relativement différents en terme d'humidité et de température de l'air. Le modèle Arpège est plus humide et moins chaud que le modèle Aladin.

Ce chapitre a enfin montré que le modèle WW3 simule correctement la hauteur significative des vagues, aussi bien à l'échelle de la moyenne des 3 ans qu'à l'échelle de la journée. Les évolutions de la période du pic des vagues WW3 concordent bien avec celles de la période des vagues observée par les bouées.

Chapitre 4

Évaluation des tensions de vent de référence, du satellite et des modèles atmosphériques

Le principal objectif de la présente étude est l'évaluation des flux de quantité de mouvement dérivés des quatre algorithmes des flux turbulents. Pour ce faire, nous disposons de deux jeux de tensions de vent de référence estimées en utilisant la paramétrisation de Fairall et al (2003). Les premières tensions de vent sont estimées à partir de la température et de l'humidité de l'air provenant du modèle Arpège, de la vitesse de vent issue des estimations satellite QuikScat et de la température de l'eau dérivée des observations radiométriques/satellite du CMS (Centre de Météorologie Spatiale de météo France). Les secondes tensions de vent de référence sont déduites en utilisant les variables air-mer observées en quatre points bouées. Dans ce chapitre, nous commençons donc par évaluer ces deux jeux de tensions de vent. Ensuite, nous évaluerons les tensions de vent produites par le satellite (QuikScat) et par les deux modèles de Météo France (Arpège et Aladin). Les tensions de vent satellite sont déterminées dans les conditions neutres en utilisant l'algorithme de Smith (1988) qui estime les coefficients d'échange en fonction uniquement de la gamme de vitesse de vent.

4.1 Évaluation de la tension de vent de référence

4.1.1 Structure moyenne

La moyenne et l'écart type des tensions de vent de référence estimées avec les vitesses de vent QuikScat + les variables Arpège et la SST CMS sont illustrées respectivement sur les figure (4.1a et 4.1b). Les tensions de vent sont exprimées en hecto pascal ($HPa = 100Nm^{-2}$) et les coefficients d'échange sont multipliés par 10^4 . Ces caractéristiques moyennes indiquent des structures cohérentes avec celles de la vitesse de vent (voir les figures 3.1c et 3.1d). En effet, les tensions de vent les plus fortes correspondent au régime de vitesses de vent les plus intenses. Celles-ci sont toutes localisées au nord-ouest des îles Britanniques et dans le golfe

du Lion où elles affichent des valeurs supérieures 12HPa. Ces deux zones sont par ailleurs les secteurs indiquant, comme pour la vitesse de vent, les écarts type les plus significatifs avec des valeurs de plus de 12 HPa, soit des variations d'environ 100% de leur valeur moyenne.

Les régions situées au sud de 44°N, en particulier la Méditerranée dans son ensemble, sont des mers où les tensions de vent sont relativement modérées. Les tensions de vent moyennes n'y dépassent guère 10HPa.

Les coefficients d'échange correspondant montrent en moyenne des valeurs relativement importantes dans les secteurs de vents forts (Fig4.1c). On note par exemple dans le nord-ouest des îles Britanniques des coefficients de l'ordre de $1.3 \cdot 10^{-3}$ tandis que la Méditerranée est dominée par des valeurs à peine supérieures à $1.1 \cdot 10^{-3}$. D'autre part, la comparaison de ces coefficients avec leur partie neutre (logarithme) indique que la stratification n'apporte que très peu de modifications par rapport au neutre (Fig4.1d). Ce résultat suggère que les coefficients d'échange de FAL03 sont en moyenne très peu sensibles à la stratification.

Les mêmes caractéristiques pour les tensions de vent de référence estimées, cette fois-ci, à l'aide de la paramétrisation MOC08 sont présentées sur la figure (A2.1, en annexe). Ces tensions de vent indiquent des structures similaires à celles de FAL03. On constate toutefois que les tensions de vent MOC08 sont sensiblement plus importantes que celles de FAL03 (FigA2.2a). Ceci est principalement expliqué par les coefficients d'échanges associés (FigA2.2c). Les coefficients MOC sont par exemple partout supérieurs à $1.3 \cdot 10^{-3}$ contre $1.1 \cdot 10^{-3}$ pour FAL03. Ce qui explique des écarts de plus de $0.2 \cdot 10^{-3}$ dans l'Atlantique entraînant des écarts de tension de vent supérieurs à 2.0HPa. Enfin, la comparaison avec les coefficients neutres démontre que dans MOC la partie stratifiée a un effet beaucoup plus important sur la partie logarithme que dans le cas de FAL03. Dans le régime des vents d'ouest, on passe de $1.2 \cdot 10^{-3}$ à plus de $1.5 \cdot 10^{-3}$ pour MOC contre aucun changement sensible dans FAL03.

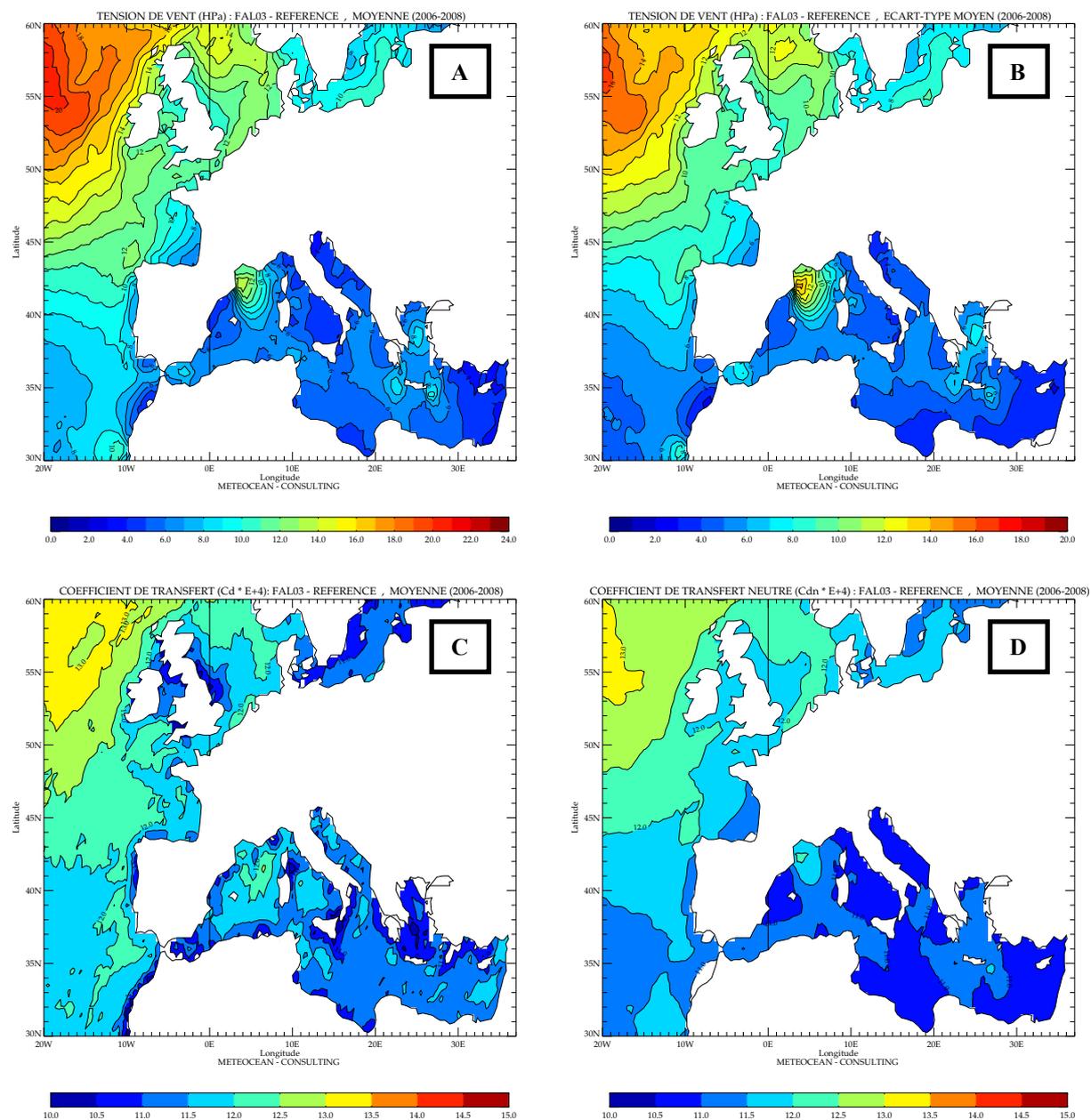


Figure 4.1 : Moyenne sur la période de l'analyse (2006-2008) : (A) – pour la tension de vent de référence estimée à l'aide de la paramétrisation Fairall et al (2003, FAL03), à partir des variables air-mer du modèle Arpège + les vents QuikScat + la SST satellite. (B) – écart type de la tension de référence. (C) et (D) correspondent respectivement aux coefficients de transfert associés aux tensions de vent estimés dans les conditions stratifiée et neutre. La tension de vent est exprimée en HPa (100.Pa ou 100.N/m²). Les coefficients sont multipliés par 1000.

Ce résultat semble cohérent avec les conclusions de la première partie de ce travail concernant les flux de chaleur. En effet, l'analyse des flux de chaleur a montré que les coefficients d'échange associés aux flux de chaleur latente de FAL03 sont inférieurs à ceux de MOC08 (voir la figure 4.12 du rapport du 20 juin 2009). Toutefois, nous reviendrons sur ce point dans la suite de ce travail afin de trouver les facteurs explicatifs à ces écarts de coefficients entre ces deux algorithmes.

4.1.2 Évolution temporelle

Les scatterplots des tensions de vent de référence QuikScat et bouée dans l'Atlantique sont représentés sur la figure (4.2). On note que les tensions de vent Quikscat sont en moyenne inférieures à celles estimées avec les variables observées à la bouée. Le biais moyen est de -3.6HPa avec un Rms (6.8HPa) de près de 50% de la valeur moyenne de la tension de vent bouée à Gascogne (Fig4.2a). A Brittany, les biais et Rms sont légèrement moins importants - 1.6HPa et 4.6HPa (Fig4.2b).

Les évolutions des deux tensions ne montrent aucune opposition de phase. Les tensions les plus intenses ont lieu en hiver - printemps période durant laquelle elles sont supérieures à 20HPa (Fig4.2c). Les tensions de vent Quikscat sont constamment inférieures à la bouée, particulièrement à Gascogne. Les écarts les plus significatifs (inf. à -5HPa) y ont lieu d'octobre 2006 à septembre 2007. Les tensions de vents de référence Quikscat estimées avec MOC08 sont également plus faibles que celles des bouées/FAL03 à Gascogne, mais elles sont sensiblement plus fortes que la bouée à Brittany (voir figure A2.3).

Les évolutions des tensions de vent dans la Méditerranée (Fig4.3) indiquent des signaux semi annuels à l'image des vitesses de vent. Dans l'ensemble, les tensions bouées restent sensiblement supérieures aux tensions de référence Quikscat. Les biais et Rms moyens sont respectivement de -5.6HPa et 9.3HPa dans le golfe du Lion. Ces écarts sont moins importants avec les tensions MOC08 (FigA2.3c). Ils dépassent en revanche régulièrement -8.HPa, notamment en période de maximum de vents (hiver et fin de l'été) (Fig4.3e).

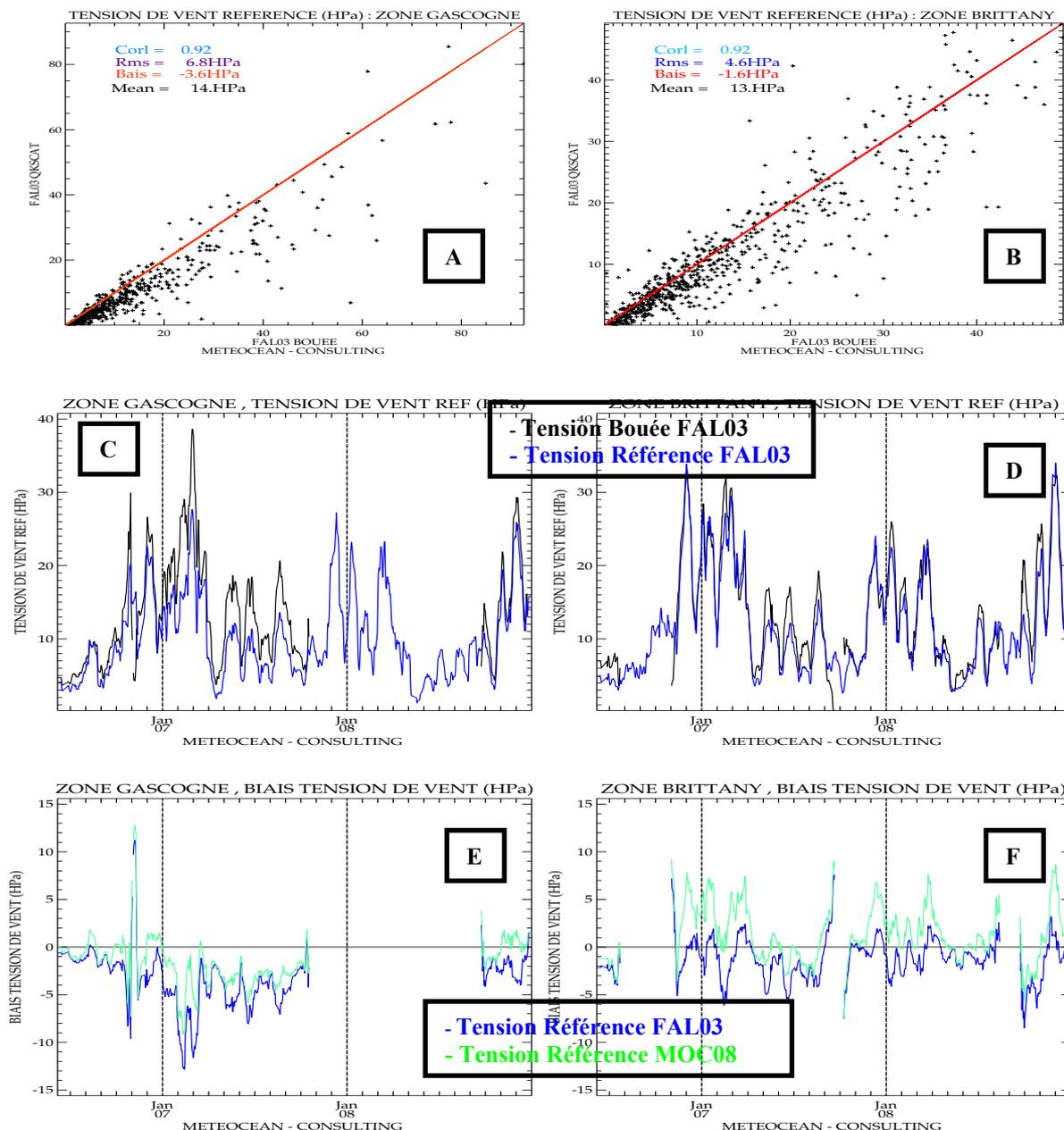


Figure 4.2 : A et B illustrent les scatterplots entre les tensions de vents (HPa) estimées avec les variables air-mer bouées en utilisant Fairall et al (2003) et les tensions de vent de référence dans les zones Gascogne (panneaux gauche) et Brittany (panneaux droite). C et D – correspondent aux évolutions des ces deux tensions de vents dans les deux zones : tension avec les variables bouée – trait noir, tension de référence – trait bleu. E et F – évolutions des écarts aux tensions bouée des tensions de vents de trois sources dans deux zones : tension de vent bouée – trait noir, tension de vent de référence (Quikscat) – trait bleu, tension de vent de référence en utilisant la paramétrisation MOC 08 – trait vert.

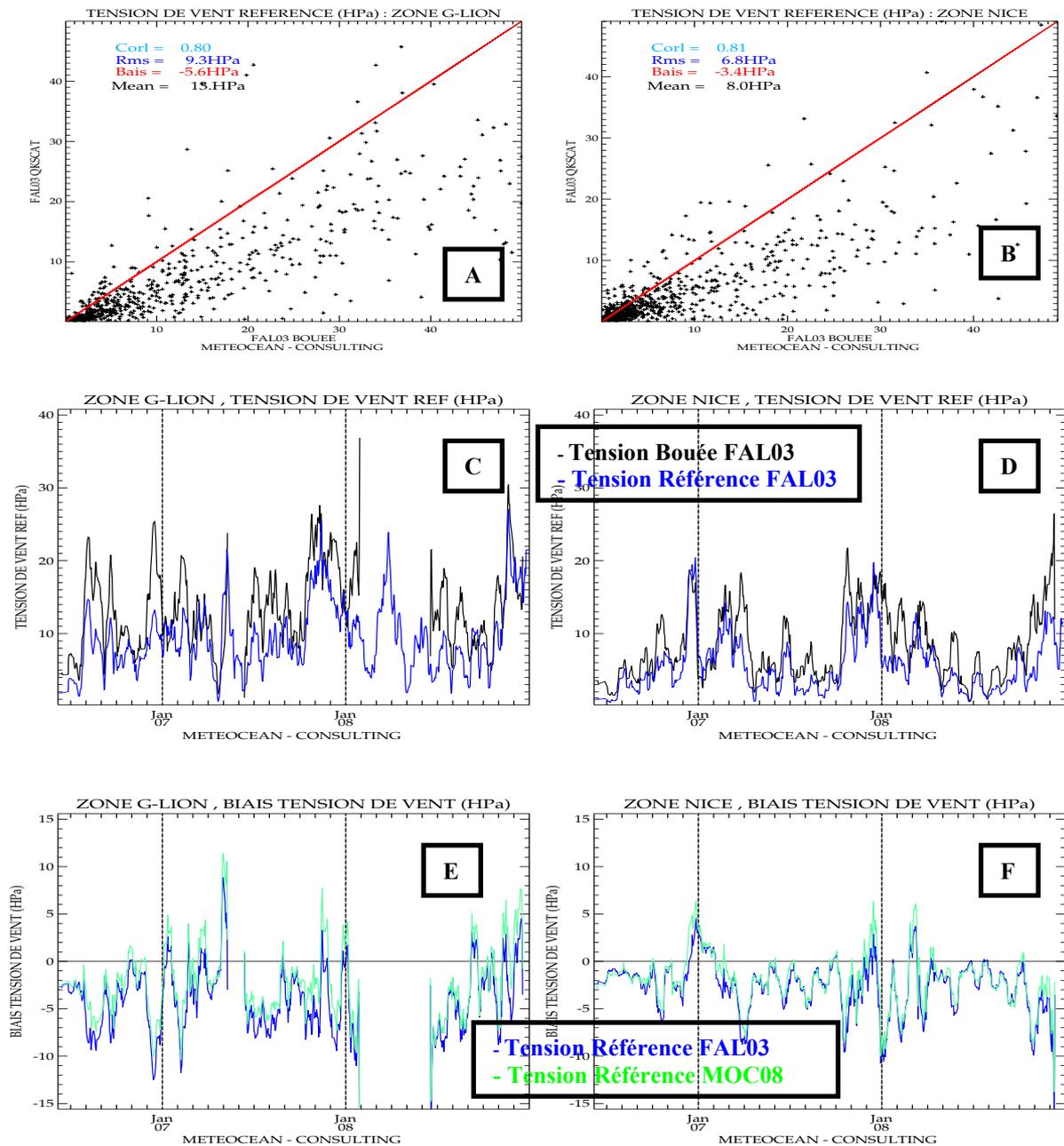


Figure 4.3 : Similaire à la figure (4.2) pour les deux zones méditerranéennes : Golfe du Lion (panneaux gauche) et Nice (panneaux droite).

4.2 Évaluation de la tension de vent satellite (QuikScat)

Les tensions de vent satellite ont été estimées dans des conditions neutres à l'aide de la tabulation de Smith (1988). Ceci signifie que les coefficients d'échange neutre sont estimés en fonction uniquement du module de vent. Leur moyenne exhibe les mêmes caractéristiques que les tensions de vent de référence (Fig4.4a). Les valeurs les plus importantes correspondent aux vitesses de vent les plus intenses et les tensions modérées correspondent aux vents modérés (dans la Méditerranée par ex). Leur écart type fait ressortir les mêmes régions d'intense variabilité : le golfe du Lion et l'Atlantique nord-ouest.

Leurs écarts aux tensions de référence montrent que ces tensions de vent sont plus fortes que la référence, malgré les conditions neutres. Les biais les plus forts sont également localisés dans les régions de vents forts (Atlantique nord-ouest, golfe du Lion et mer Egée) où ils sont supérieurs à 2HPa (Fig4.4c). Par ailleurs, les Rms de ces écarts y sont également les plus importants.

Les évolutions de tensions de vent issues du satellite dans le Golfe de Gascogne (Gascogne et Brittany) sont illustrées sur la figure (4.5). Elles montrent les mêmes évolutions que les tensions de vent bouées/FAL03. Cependant, ces tensions de vent sont également plus faibles par rapport aux tensions bouées. Leurs écarts restent toutefois moins importants que ceux illustrés par les tensions de vents de référence estimées avec les vitesses de QuikScat en utilisant FAL03. Leurs biais et Rms moyens sont en général de 1.0HPa inférieurs à ceux des FAL03/REF. Leurs écarts par rapport à la référence MOC08 indiquent en revanche que les tensions neutres QuikScat sont visiblement plus faibles.

Dans la Méditerranée (golfe du Lion et Nice), les tensions de vents neutres satellite montrent des caractéristiques moyennes meilleures que celles de référence. Elles sont estimées aussi bien avec FAL03 qu'avec MOC08 (Fig4.6). Bien qu'étant plus faibles que les tensions de vent estimées avec les variables bouées, elles sont en revanche légèrement plus fortes que les tensions de vent estimées avec les vitesses Quikscat. Par exemple, leurs écarts moyens par rapport aux bouées dans le golfe du Lion et à Nice sont respectivement de -3.3HPa et -1.6HPa, contre -5.6HPa et -3.4HPa pour FAL03/REF ou -4.3HPa et -2.8HPa pour MOC08/REF.

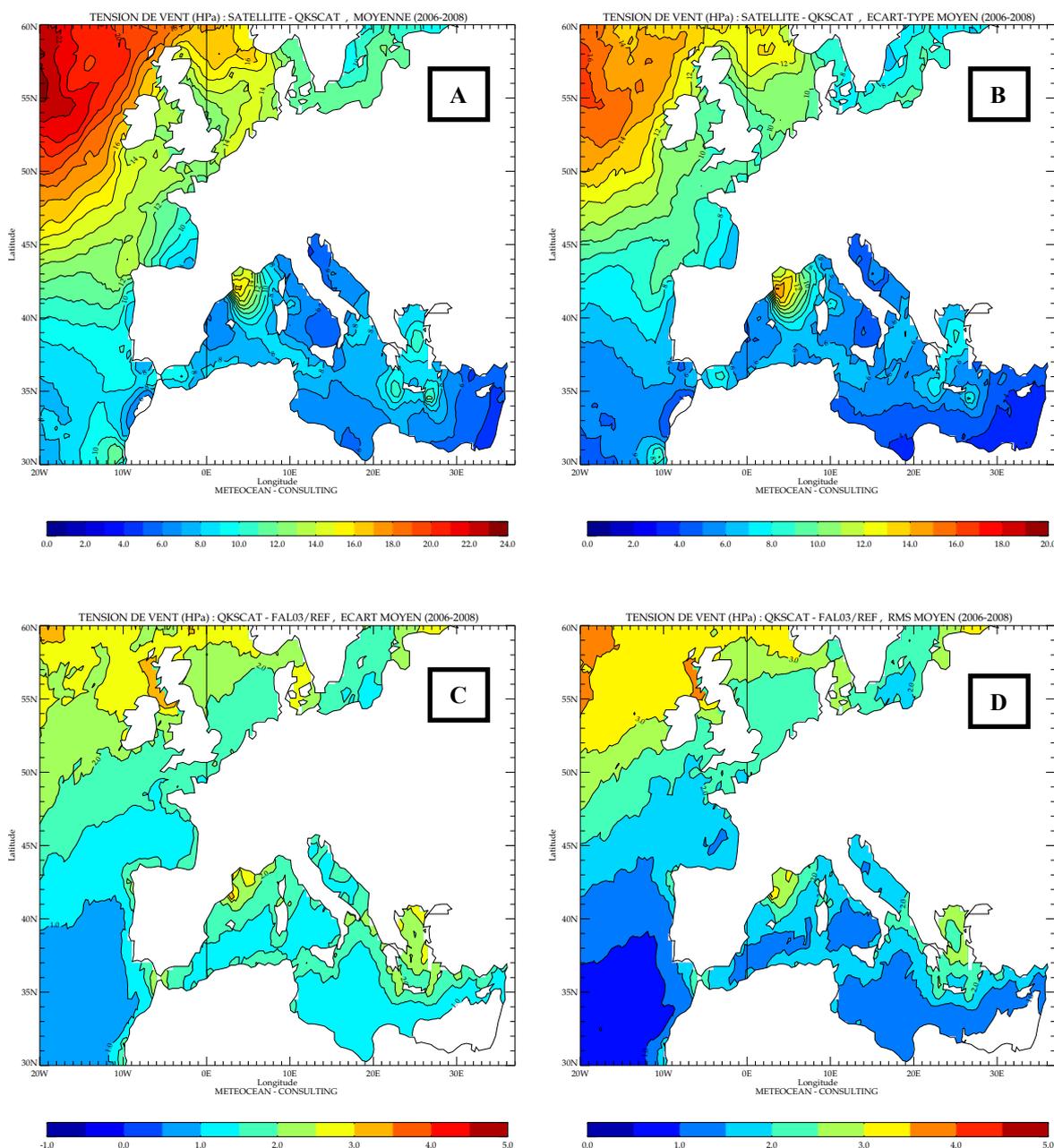


Figure 4.4 : (A) et (B) - Moyenne et écart type sur la période 2006-2008 de la tension de vent Satellite estimés dans les conditions à l'aide de la paramétrisation Smith (1988) avec les vitesses de vents QuiKscat. (C) – représente l'écart (Biais) moyen de ces tensions de vents par rapport aux tension de vent de référence (estimée à l'aide de la paramétrisation Fairall et al (2003, FAL03), à partir des variables air-mer du modèle Arpège + les vents QuikScat + la SST satellite). (D) – Rms de ces biais. L'unité de la tension de vent est la même que sur la figure (4.1).

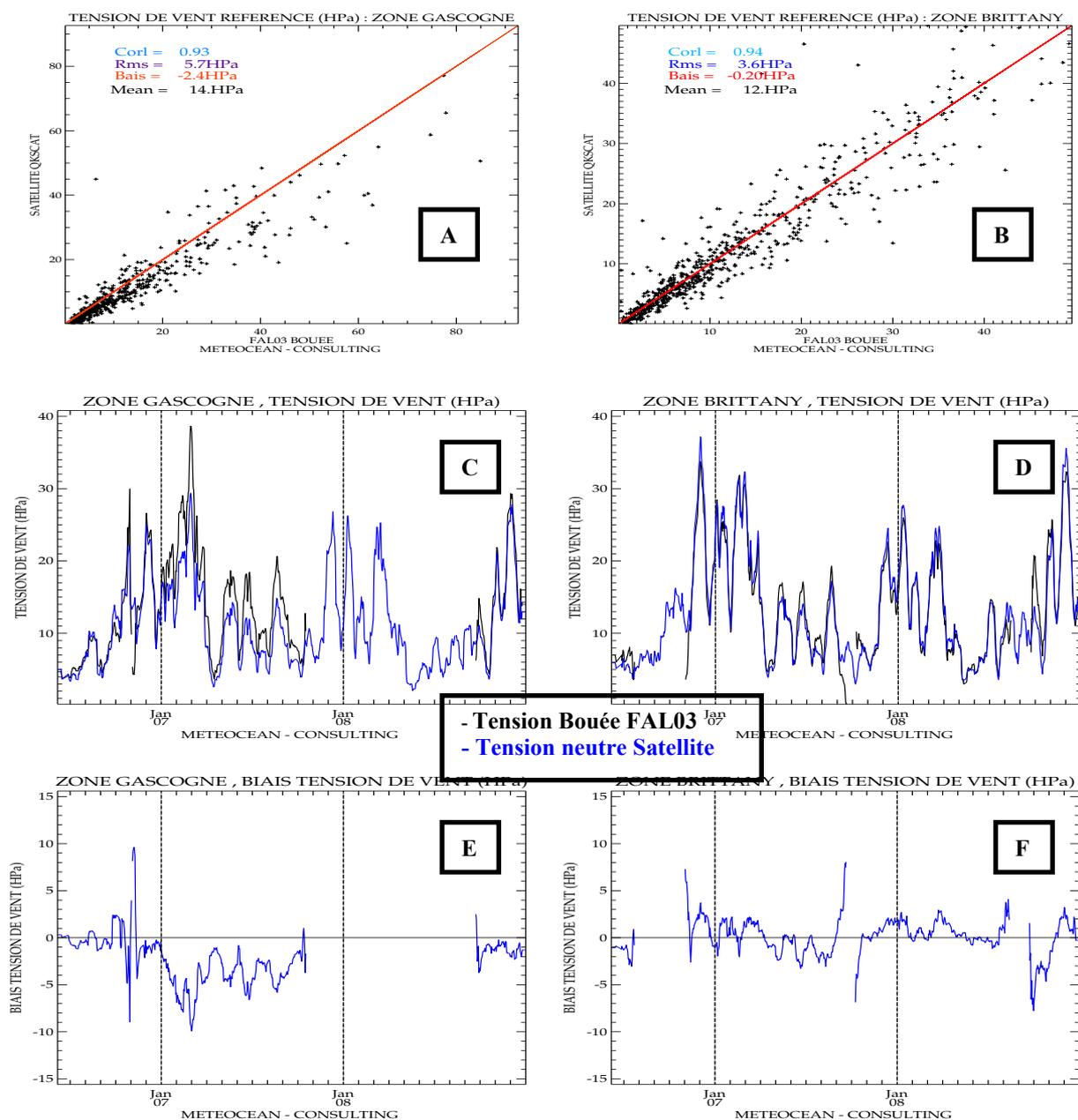


Figure 4.5 : A et B illustrent les scatterplots entre les tensions de vents (HPa) estimées avec les variables air-mer bouées en utilisant Fairall et al (2003) et les tensions de vent satellite (QuikScat) estimées dans les conditions neutres, dans les zones Gascogne (panneaux gauche) et Brittany (panneaux droite). C et D – correspondent aux évolutions des ces deux tensions de vents dans les deux zones : tension avec les variables bouée – trait noir, tension de référence – trait bleu. E et F – évolutions des écarts aux tensions bouée des tensions de vent neutres satellite : tension de vent bouée – trait noir, tension de vent Quikscat – trait bleu.

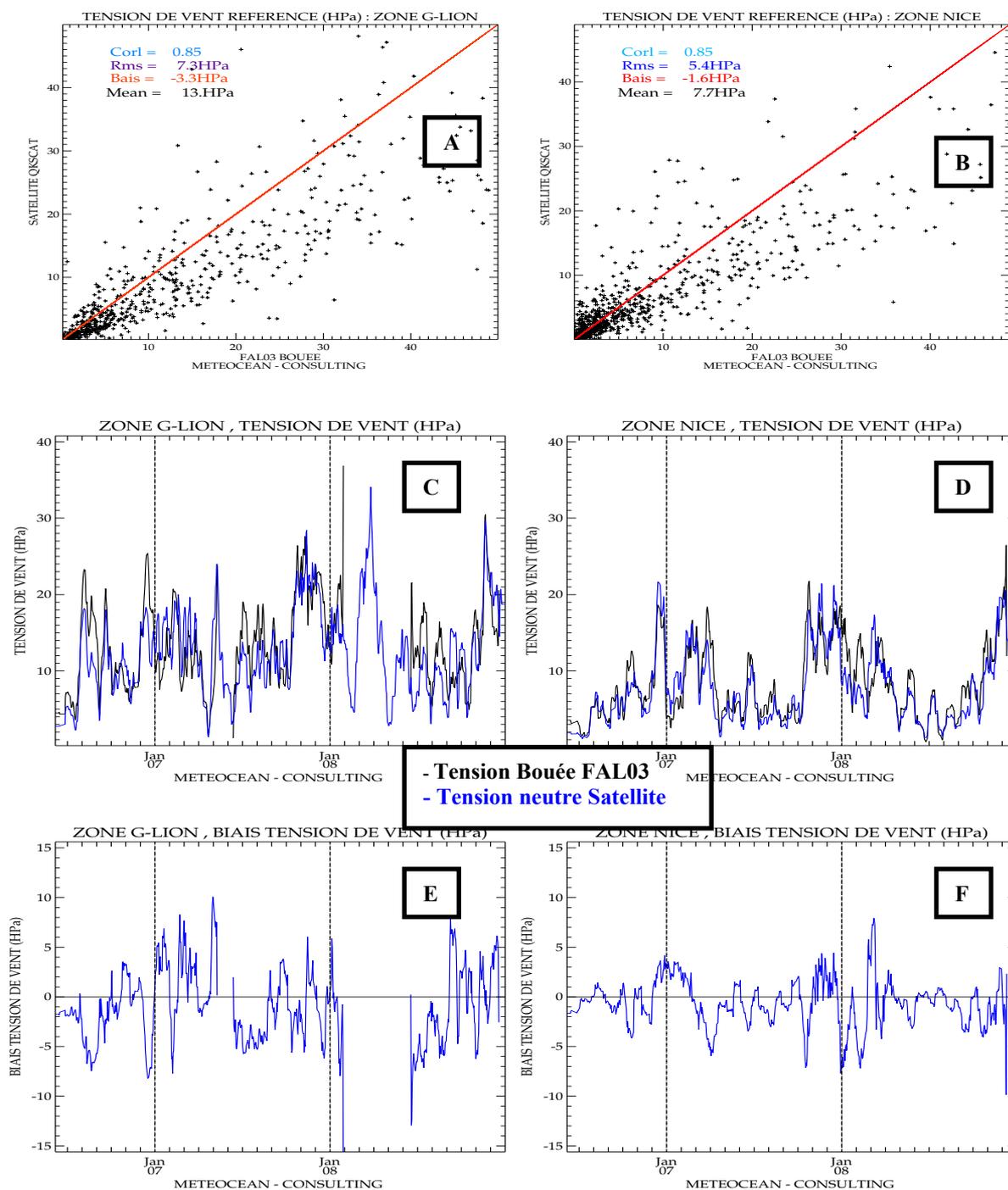


Figure 4.6 : Similaire à la figure (4.5) pour les deux zones méditerranéennes : Golfe du Lion (panneaux gauche) et Nice (panneaux droite)

Leurs écarts les plus significatifs apparaissent également pendant les mêmes événements de vents forts comme nous l'avons déjà montré dans les autres sources (FAL03/REF et MOC/REF).

Les résultats de cette analyse indiquent en général que les tensions de vent neutres satellite sont plus fortes que celles des références FAL03 et plus faibles que les tensions de vent de référence MOC08.

4.3 Évaluation des tensions de vent des modèles Arpège et Aladin

Pour clore ce chapitre, nous évaluons maintenant les tensions de vent estimées par les deux modèles de Météo France (Arpège et Aladin).

Les structures moyennes des tensions de vents des modèles Arpège et Aladin sont illustrées respectivement sur les figures (4.7 et 4.8). On peut remarquer que ces deux modèles exhibent des tensions de vent beaucoup plus fortes que la référence et le satellite. Par exemple, les écarts à la référence de ces modèles sont supérieurs à 3.0HPa dans la majeure partie de l'Atlantique (Fig4.7b) contre en moyenne 2.0HPa pour le satellite (Fig4.4c). Ils sont en revanche légèrement moins importants que les tensions de vent référence de MOC, particulièrement au sud de 45°N à l'exception du golfe du Lion et de la mer Egée (voir annexe (2), la figure (A2.2a)).

Les évolutions temporelles des tensions de vent de ces deux modèles illustrent également les mêmes événements que les bouées. Dans l'ensemble, ces deux modèles sont plus faibles que les bouées à l'exception du secteur de Brittany où ils exhibent des écarts moyens de 0.7HPa et 0.2HPa. Leurs écarts les plus significatifs ont lieu, comme dans les autres sources, dans le golfe du Lion. Cependant, leurs écarts sont moins importants que ceux des autres sources (FAL03/REF, MOC08/REF ou QkScat neutre) en particulier pour le modèle Arpège.

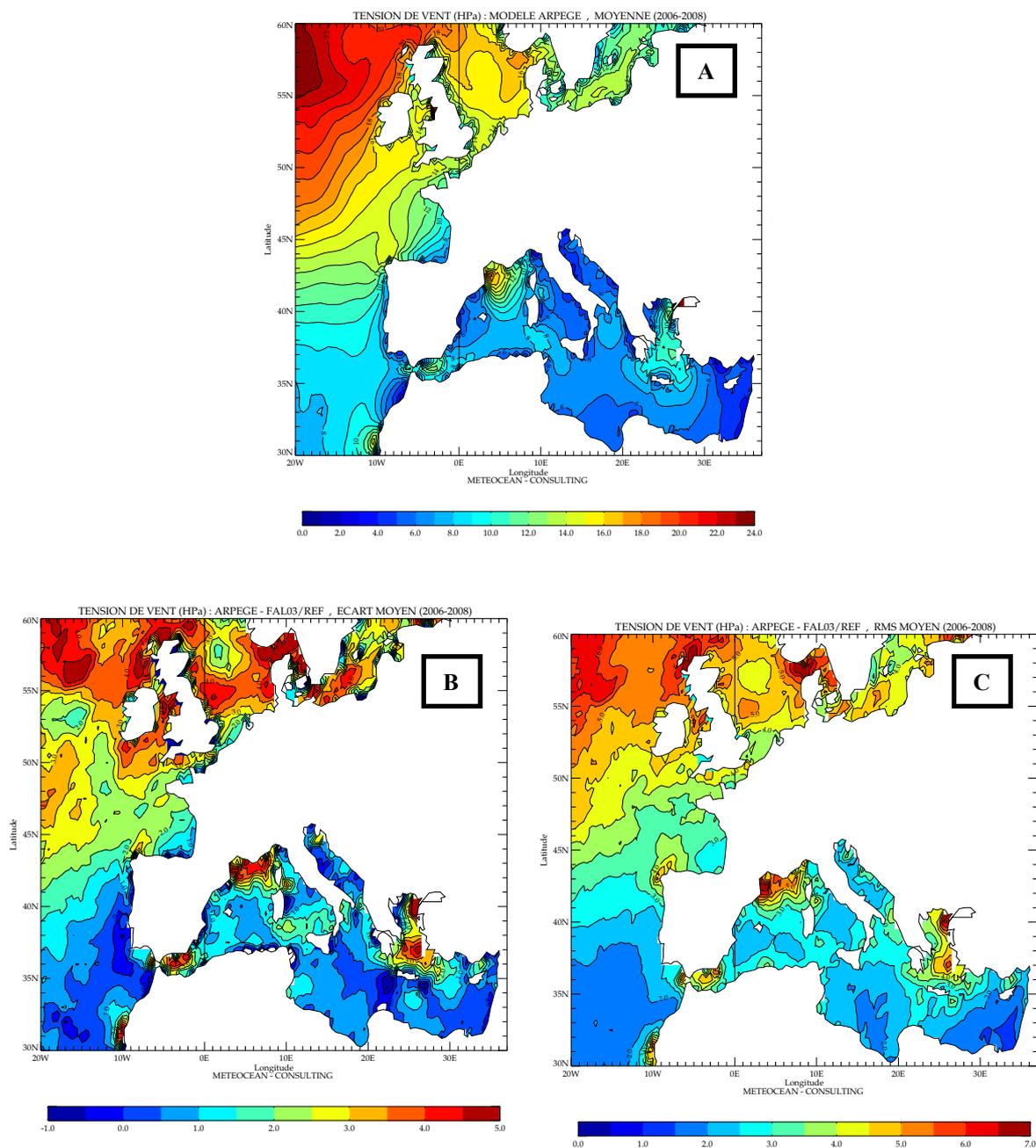


Figure 4.7 : (A) - Moyenne sur la période 2006-2008 de la tension de vent (HPa) du modèle Arpège. (B) – représente la moyenne des écarts (Biais) des tensions de vent Arpège par rapport aux tension de vent de référence (estimée à l’aide de la paramétrisation Fairall et al (2003, FAL03), à partir des variables air-mer du modèle Arpège + les vents QuikScat + la SST satellite). (C) – Rms de leurs écarts.

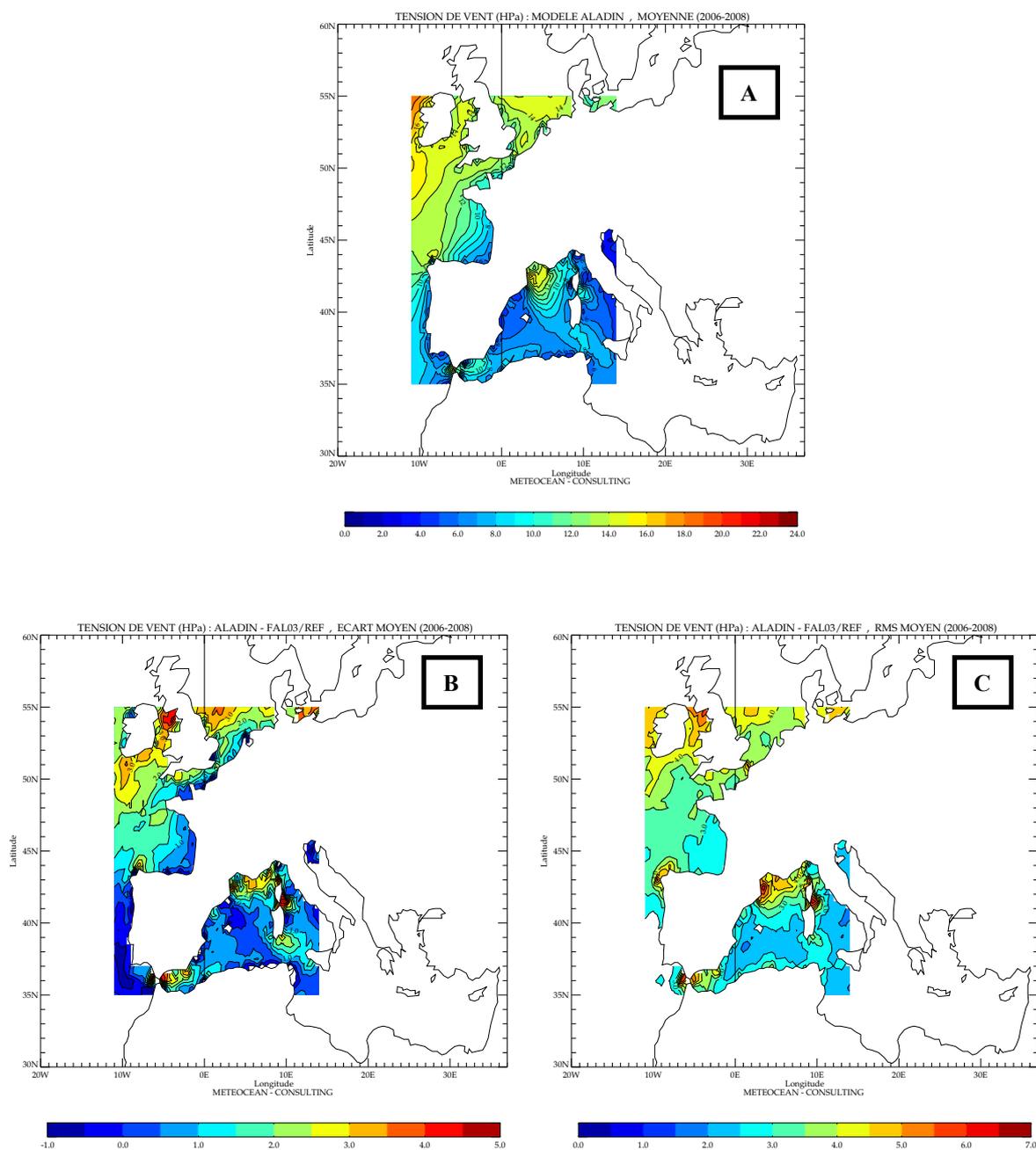


Figure 4.8 : Similaire à la figure (4.5) pour la moyenne des tensions de vent du modèle Aladin, ainsi que leurs écarts aux tensions de référence et le Rms de leurs écarts.

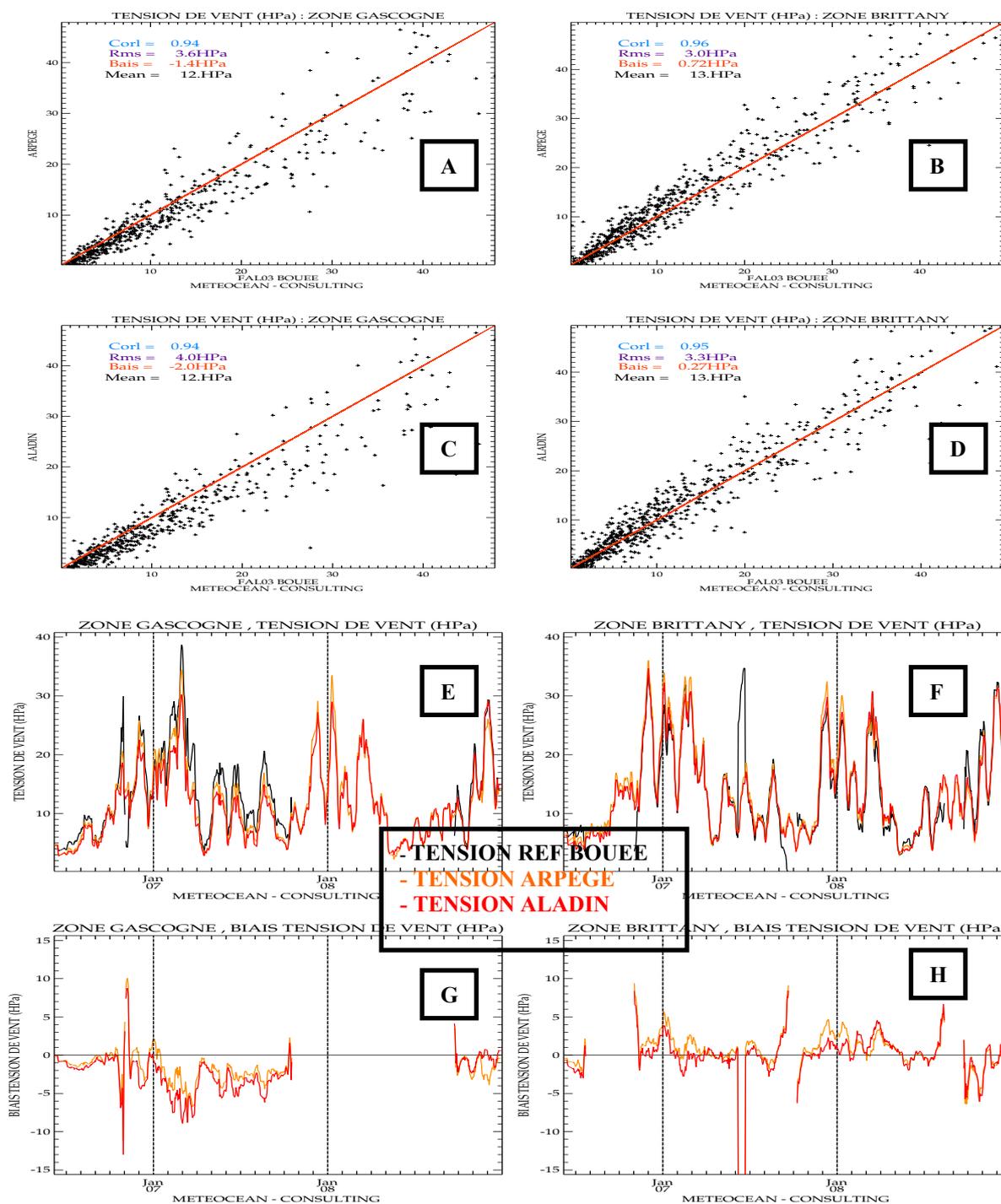


Figure 4.9 : A et B – illustrent respectivement les scatterplots des tensions du modèle Arpège avec les tension de référence dans la zone Gascony (panneaux gauche) et la zone Brittany (panneaux droite). C et D – scatterplots pour les tensions de vent du modèle Aladin dans ces deux secteurs. Les évolutions temporelles sur la période d’analyse : E et F – pour les tensions de trois sources, G et H – pour les écarts aux tensions de référence. Trait noir – tension de vent bouée, trait orange – Arpège, trait rouge – Aladin.

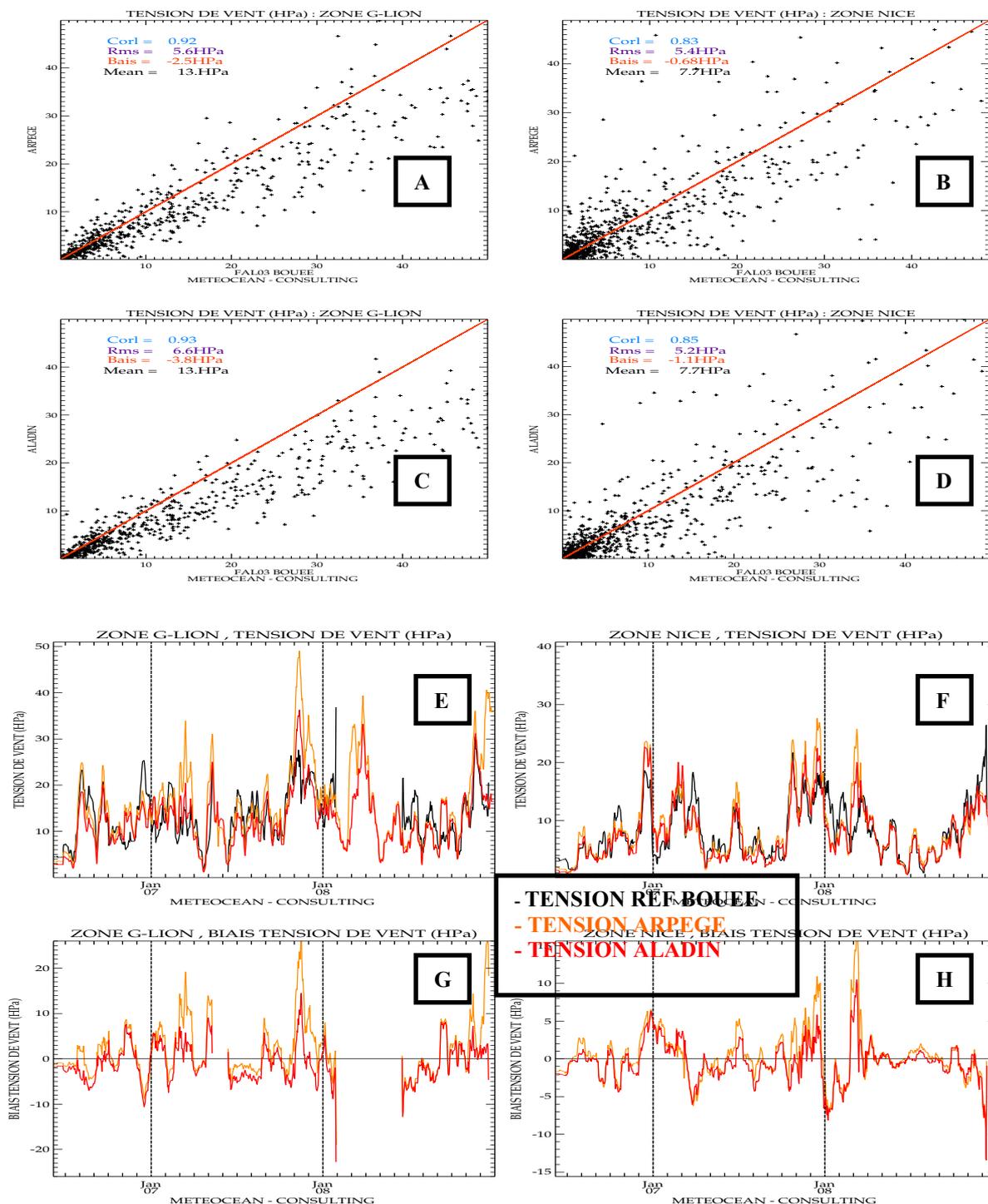


Figure 4.10 : Similaire à la figure (4.9) pour les deux zones de la méditerranée : Golfe du Lion (panneaux gauche), Nice (panneaux droite).

4.4 Résumé du chapitre 4

Dans ce chapitre, les tensions de vent de référence, estimées à l'aide de la paramétrisation Fairall et al. 2003 (FAL03) avec les variables air-mer Arpège plus les vitesses de vent QuikScat + la SST satellite, ont illustré des structures spatio-temporelles hautement corrélées avec celles des vitesses de vent. Les coefficients d'échange correspondant ont montré des dépendances linéaires avec les vitesses de vents : les vitesses de vent intenses sont associées aux forts coefficients d'échange et vice-versa.

Ces analyses ont également montré que les coefficients d'échange neutres et stratifiés FAL03 sont très peu différents, ce qui implique que la stratification a très peu d'impact sur la partie logarithme (neutre).

Les comparaisons avec les tensions de vents de référence estimées avec la paramétrisation MOC08 ont montré que les tensions de vent MOC08 sont plus importantes que celles de FAL03. Leurs coefficients d'échange correspondant le sont également, et leur partie stratifiée impacte de façon significative la partie neutre en comparaison à FAL03.

A l'image des écarts de vitesses de vent entre QuikScat et les bouées, les tensions de vent estimées avec les variables air-mer observées aux points de bouées, en utilisant également FAL03, sont sensiblement plus fortes que les tensions de vent de référence QuikScat/FAL03.

Pour les mêmes vitesses de vent QuikScat, les tensions de vent estimées dans les conditions neutres avec Smith (1988) et produits directement par QuikScat sont légèrement plus importantes que celles estimées avec FAL03 dans les conditions stratifiées. En revanche, les tensions de vent Smith (1988) restent plus faibles que celles estimées avec MOC08.

Enfin, avec les vitesses de vent des modèles météorologiques plus faibles que celles du satellite (QuikScat), les tensions de vent des deux modèles Météo France sont plus fortes que celles de FAL03/QuikScat. Ce qui suppose que les coefficients d'échange de ces modèles sont beaucoup plus forts que ceux de FAL03 pour avoir compensé les écarts des vitesses de vent au carré. Ces deux modèles sont par ailleurs plus faibles que les tensions de vent bouées.

Chapitre 5

Évaluation des tensions de vents estimées à l'aide des quatre paramétrisations retenues pour cette étude

Dans le chapitre (4), nous avons comparé la référence des tensions de vents estimées dans différentes conditions (neutre satellite et ceux des modèles atmosphériques). Dans ce chapitre, il s'agit maintenant d'apporter des réponses aux questions suivantes :

1. à la vue des différences de vitesses de vent entre QuikScat et les deux modèles de Météo France, quel sera le comportement de chacune des paramétrisations ?
2. comment les quatre paramétrisations se comportent les unes vis à vis des autres ?
3. quels seront les paramètres clés de chacune des paramétrisations à l'origine des différences de comportement entre elles ?
4. quelles formulations sont les plus adaptées pour le modèle MARS-3D?

Le présent chapitre expose les premiers résultats des comparaisons de tensions de vent des quatre paramétrisations estimées avec les variables air-mer dans la configuration Arpège, c'est à dire toutes les variables air-mer venant d'Arpège et la SST satellite (CMS).

5.1 Évaluation de la tension de vent FAL03

Les structures moyennes des tensions de vent et de leurs coefficients d'échange estimées avec la paramétrisation FAL03 en utilisant les variables Arpège + CMS sont illustrées sur les figures (5.1a et 5.1b). Elles font ressortir les mêmes régions d'importante activité de tension de vent que celles observées dans les tensions de vent de référence (voir Fig 4.1). Les coefficients montrent également cette dépendance quasi linéaire avec les vitesses de vent Arpège.

On constate par ailleurs que ces tensions de vent et coefficients sont désormais beaucoup plus importants que ceux montrés dans la référence, bien que les vitesses de vent Arpège soient plus faibles que celles de QuikScat. Rappelons que ce qui différencie ces deux jeux de tensions de vent est la vitesse de vent, toutes les variables restantes sont les mêmes.

Ce résultat donne une première indication en ce qui concerne le comportement des coefficients de d'échange FAL03 : pour les variables thermiques constantes, plus la vitesse de vent est importante moins le coefficient d'échange sera fort. Nous reviendrons sur ce point dans la suite de cette étude.

Les régions qui illustrent les écarts les plus importants sont celles où les vitesses de vent sont les plus actives : toute la partie nord du domaine, le golfe du Lion et la mer Égée où on note des écarts de plus de 2.0HPa (Fig5.1c). Ces régions affichent également des Rms moyens pouvant dépasser 3.0HPa (voir Fig A3.1a – annexe 3).

5.2 Évaluation de la tension de vent MOC08

Les comparaisons entre les tensions de vent de référence FAL03 et MOC08 ont permis de constater que les tensions et coefficients MOC08 sont plus prononcés que ceux de FAL03. Dans la configuration Arpège, on peut également faire deux constats. Premièrement, les tensions et coefficients MOC08/Arpège sont aussi plus importants que MOC/QuikScat. De la même façon que pour FAL03, on note donc la même dépendance aux vents des coefficients d'échange. Enfin, les tensions de vent et coefficient MOC08/Arpège restent largement plus forts que ceux de FAL03/Arpège.

5.3 Évaluation de la tension de vent LAY04

La paramétrisation LAY04 (Large and Yeager, 2004) est, comme nous l'avons décrite dans le chapitre (1), une variante équivalente des algorithmes neutres basée sur la constante des flux (voir 1.1.2b, page 13 rapport MOC n°09-04). Cette approche s'affranchit de la relation entre les coefficients d'échange et les longueurs de rugosité qui sont généralement à l'origine des relations entre les vents et coefficients.

D'autre part, dans l'analyse des flux de chaleur, LAY04 ont montré des flux de chaleur latente et coefficients associés excessivement plus forts que les autres paramétrisations.

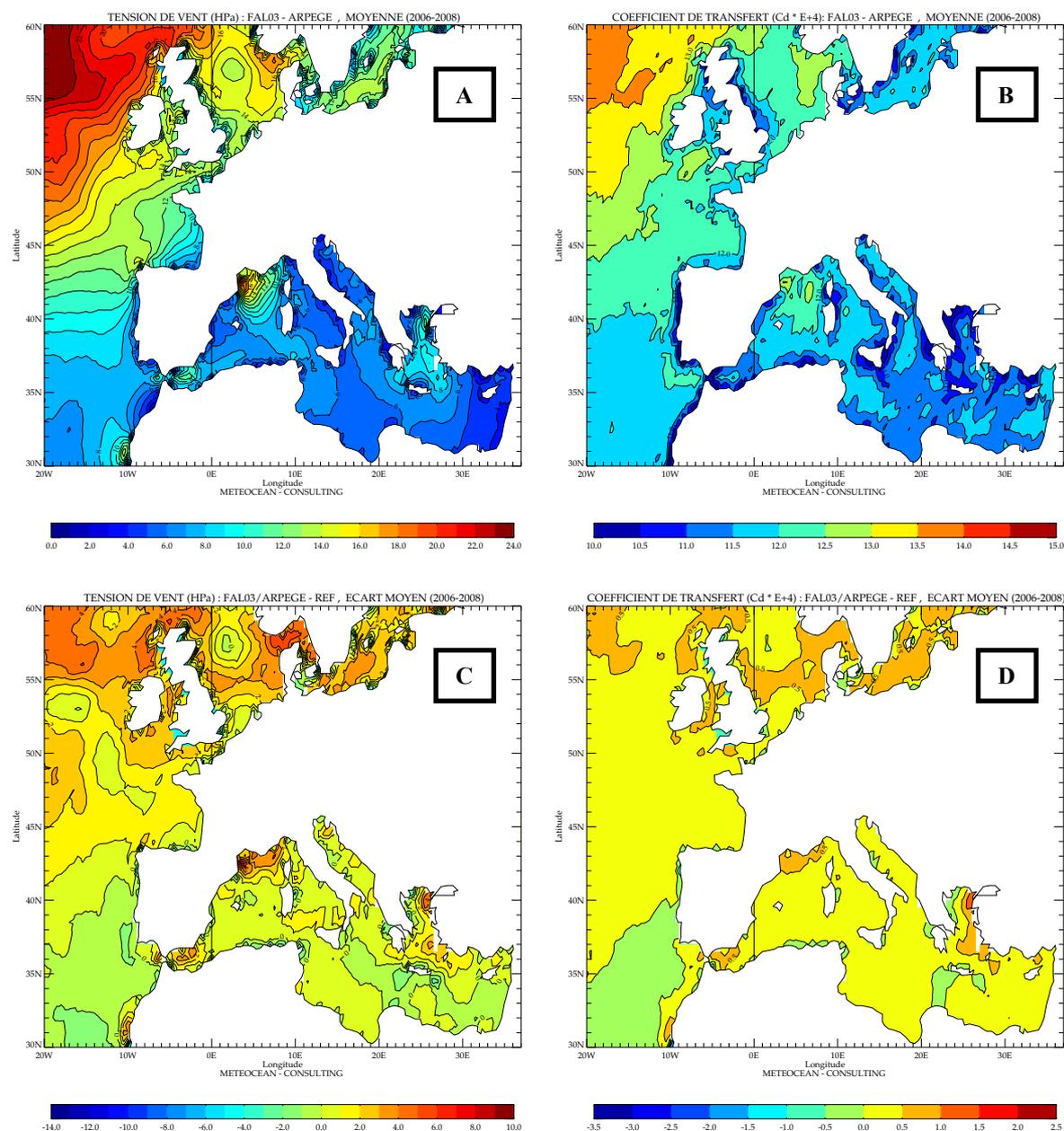


Figure 5.1 : Moyenne sur la période de l'analyse (2006-2008) des : (A) – tensions de vent estimées à l'aide de la paramétrisation Fairall et al (2003, FAL03), à partir des variables air-mer du modèle Arpège. (B) – coefficients de transfert associé aux tensions de vent. (C) et (D) correspondent aux écarts des tensions de vent et coefficients de transfert par rapport à la référence. La tension de vent est exprimée en HPa et les coefficients sont multipliés par 10^4 .

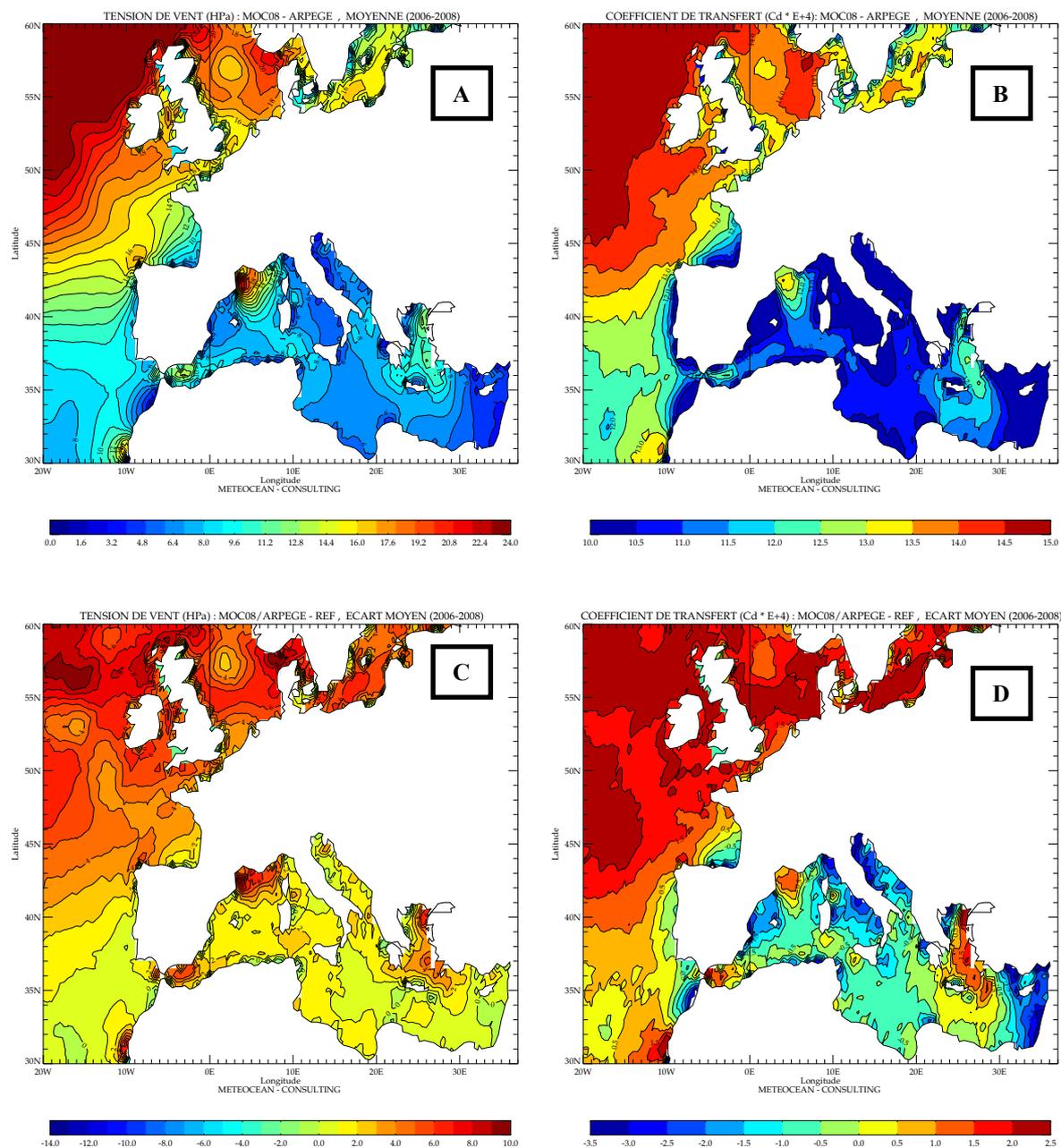


Figure 5.2 : Similaire à la figure (5.1) pour les tensions de vent et coefficients de transfert correspondant, estimés à l'aide de la paramétrisation MOC08 (Ayina et Bentamy, 2007) en utilisant les variables air-mer du modèle Arpège.

Les structures moyennes de leurs tensions de vent et coefficients estimés avec les variables Arpège + CMS sont montrées dans les figures (5.3).

On constate d'abord que leurs tensions de vent sont beaucoup plus bruitées que celles montrées jusqu'ici. De plus, bien que leurs coefficients restent importants, ils montrent une dépendance inverse par rapport aux vents. En effet, les coefficients les plus forts (sup. 1.610^{-3}) sont associés aux vents modérés. Tandis que les vents les plus forts, notamment dans le nord, le golfe du Lion et la mer Égée, affichent des coefficients relativement faibles par rapport aux vents modérés.

Malgré d'importants coefficients d'échange, leurs tensions sont plus faibles que celles de la référence dans la mer du Nord et dans le sud de l'Irlande. On constate enfin que leurs caractéristiques sont moins importantes par rapport à celles de MOC08. Ce qui est contraire à ce qu'on avait observé dans les flux de chaleur latente.

Ces résultats peuvent avoir comme origine l'absence de contraintes de cohérence entre les trois flux dans LAY04, contraintes qui existent dans MOC08. Nous y reviendrons dans la suite de ce travail.

5.4 Évaluation de la tension de vent LDM92

Comme LAY04, la paramétrisation Luyten et De Mulder (1992, LDM92) est une variante des algorithmes neutres équivalente mais basée sur l'hypothèse de la constante des variables (voir 1.1.2b, page 13 rapport MOC n°09-04). Cette approche s'affranchit également de la relation entre les coefficients d'échange et les longueurs de rugosité. Les structures moyennes de leurs tensions de vent et coefficients estimés avec les variables Arpège + CMS sont montrés dans les figures (5.4). Ces caractéristiques sont les moins importantes des quatre paramétrisations. Ces résultats sont cohérents avec les analyses des flux de chaleur.

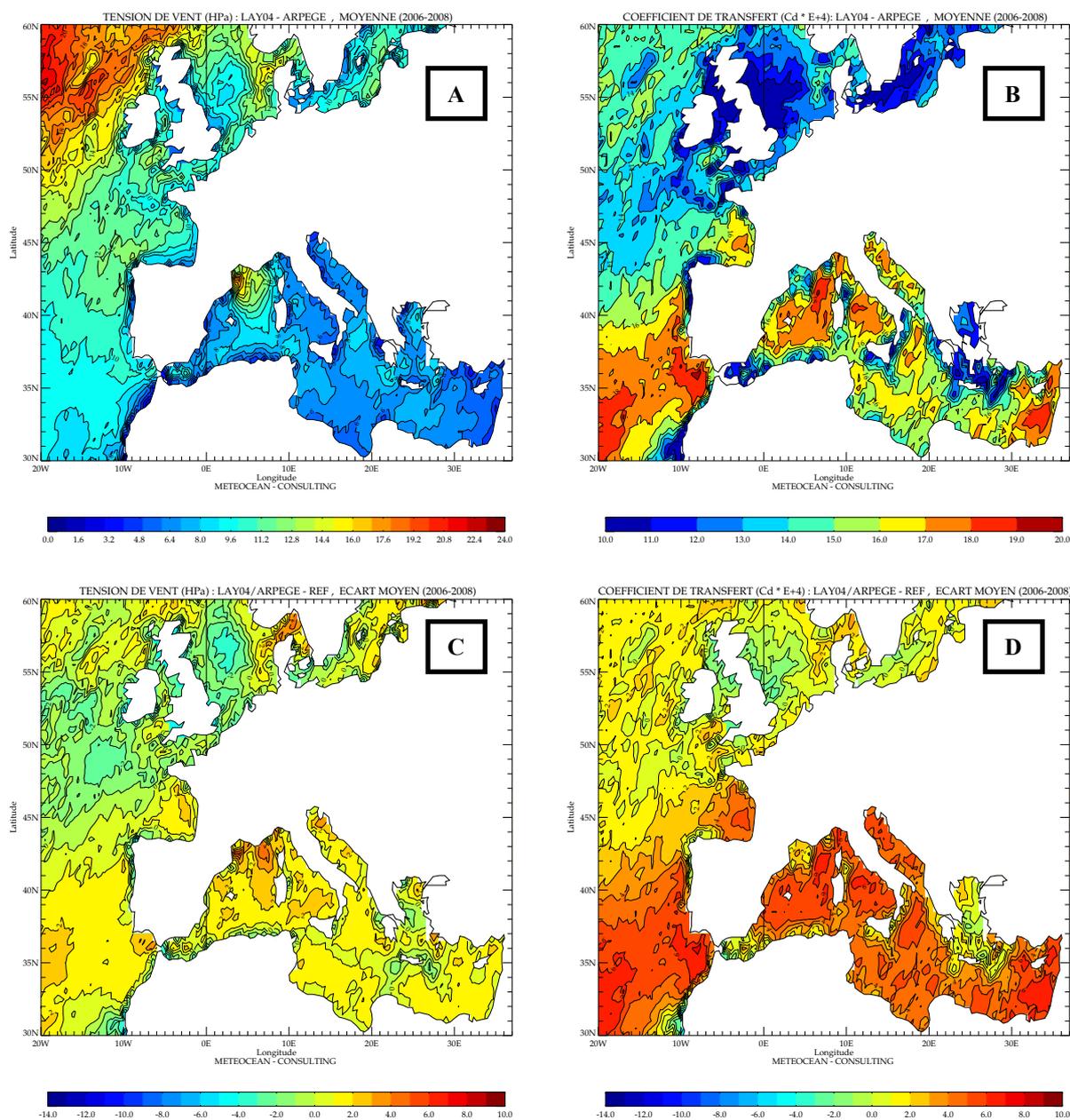


Figure 5.3 : Similaire à la figure (5.1) pour les tensions de vent et coefficients de transfert correspondant, estimés à l'aide de la paramétrisation LAY04 (Large and Yeager, 2004) en utilisant les variables air-mer du modèle Arpège.

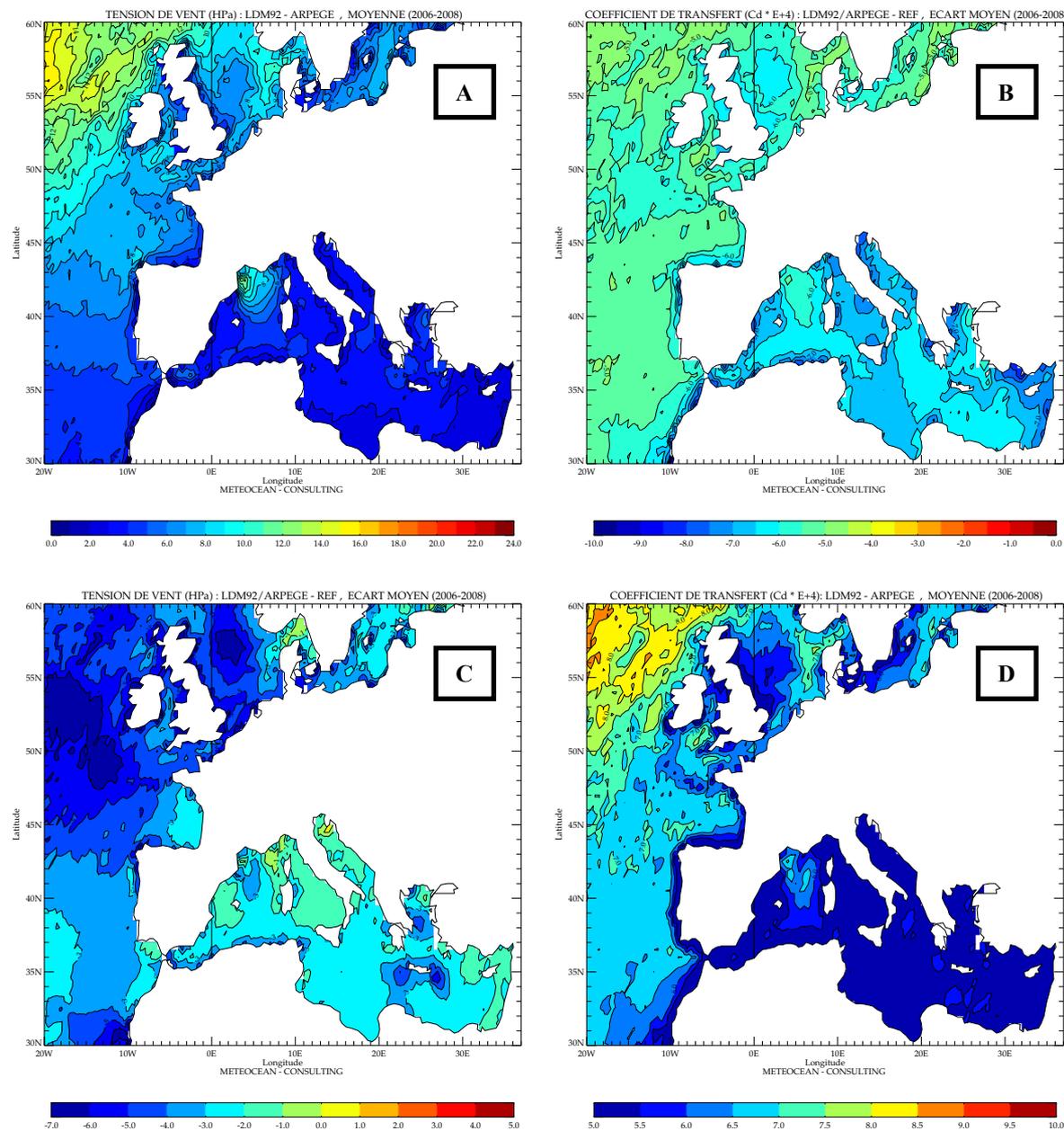


Figure 5.4 : Similaire à la figure (5.1) pour les tensions de vent et coefficients de transfert correspondant, estimés à l'aide de la paramétrisation LDM92 (Luyten and De Mulder, 1992) en utilisant les variables air-mer du modèle Arpege.

References

- Ayina, H-L., and A Bentamy, 2007: Une Approche pour Améliorer les Flux Turbulents Estimés à l'aide des capteurs Satellitaires. *Journal International de Télédétection.*, Vol 7, n° 1-2-3-4, pp 91-110.
- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi et E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relation-ships in the Atmospheric surface layer, *J. Atmos. Science*, 28, 181-189.
- Charnock, H., 1955: Wind Stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639-640.
- Dyer, A. J., 1974: A review of flux-profile relationships, *Bound. – Layer Meteor.*, 7, 363-372.
- Dupuis, H., P. K. Taylor, A. Weill, and K. B. Katsaros, 1997: Inertial dissipation method applied to derive turbulent fluxes over the ocean during the SOFIA/ASTEX and SEMAPHORE experiments with low to moderate wind speeds, *J. Geophys. Res.*, 21, 115-21, 129.
- Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.E. Hare, A.A. Grachev, and J.B. Edson, 2003: Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate*, vol. 16, p. 571-591.
- Fairall, C.W., Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.*, 101, 3747-3764.
- Geernaert, G., Larsen S. and Hansen F., 1987: Measurements of the wind stress, heat flux, and turbulence intensity during storm conditions over the North Sea, *J. Geophys. Res.*, 92, 13127-13139.
- Geernaert, G. 1990: Bulk parameterizations for wind stress and heat fluxes in the surface Waves and fluxes, 1, G. L. Geernaert, and W. J. Plant, Kluwer Academic Publishers, 91-172.
- Grachev, A. A., C. W. Fairall, and E. F. Bradley, 2000: Convective profile constants revisited. *Bound. -Layer Meteor.*, **94**, 495-515.
- Hare, J. E., P. O. G. Persson, C. W. Fairall, and J. B. Edson, 1999 : Behavior of Charnock's relationship for high wind conditions. Preprints, 13th Symp. On Boundary Layers and Turbulence, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc., 252-255.

- Jabouille, P., J. Redelsperger, and J. Lafore, 1996: Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 816-837, doi: 10.1175/1520-0493.
- Josey S., Kent E. and Taylor P., 1999: New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology. *Journal of Climate*, vol. 12, n°9, pp. 2856-2880.
- Kidder S. Q. and T. H. Vonder Haar, 1995: *Satellite meteorology; an introduction*. Academic Press, San Diego, États-Unis, 466 p.
- Kraus, E. B., 1972: *Atmosphere-ocean interactions*. London Oxford University press.
- Large, W. G. and S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanograph.*, 11, 324-336.
- Large W. G. and S. G. Yeager, 2004: Diurnal to Decadal Global Forcing for Ocean and Sea_ice Models : The data sets and flux climatologies, NCAR Technical Note, PP 1-105.
- Luyten, P. and T. De Mulder, 1992: A module representing surface fluxes of momentum and heat. MUMM's contribution of MAST-OO5O-C. Tech Report N°9, PP1-30.
- Monin, A. S., and A. M. Obukhov, 1954: Dimensionless characteristics of turbulence in the surface layer. *Akad. Nauk SSSR, Geofiz. Inst., Tr.*, No. 24, 163-187.
- Muller. H, 2008 : Thèse.
- Oost, W., G. Komen, C. Jacobs, and C. van Oort, 2002: New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE. *Boundary-Layer Meteorology*, 103, 409-438, doi : 10.1023/A:1014913624535.
- Smith, S.D., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, p. 15 467-15 472.
- Smith, S.D., and Banke E.G, 1975: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 101, 665-673.
- Taylor, P. K. and M. J. Yelland, 2001: The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 572-590.
- Webb, E. K., G. I. Pearman, and R. Leuning, 1980 : Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 85-100.

Zender, C. S., 2001: NCO User's Guide. Department of Earth System Science. Univ. of California at Irvine. Ed 1.2.2.

Annexe1: Évaluation des variables air-mer

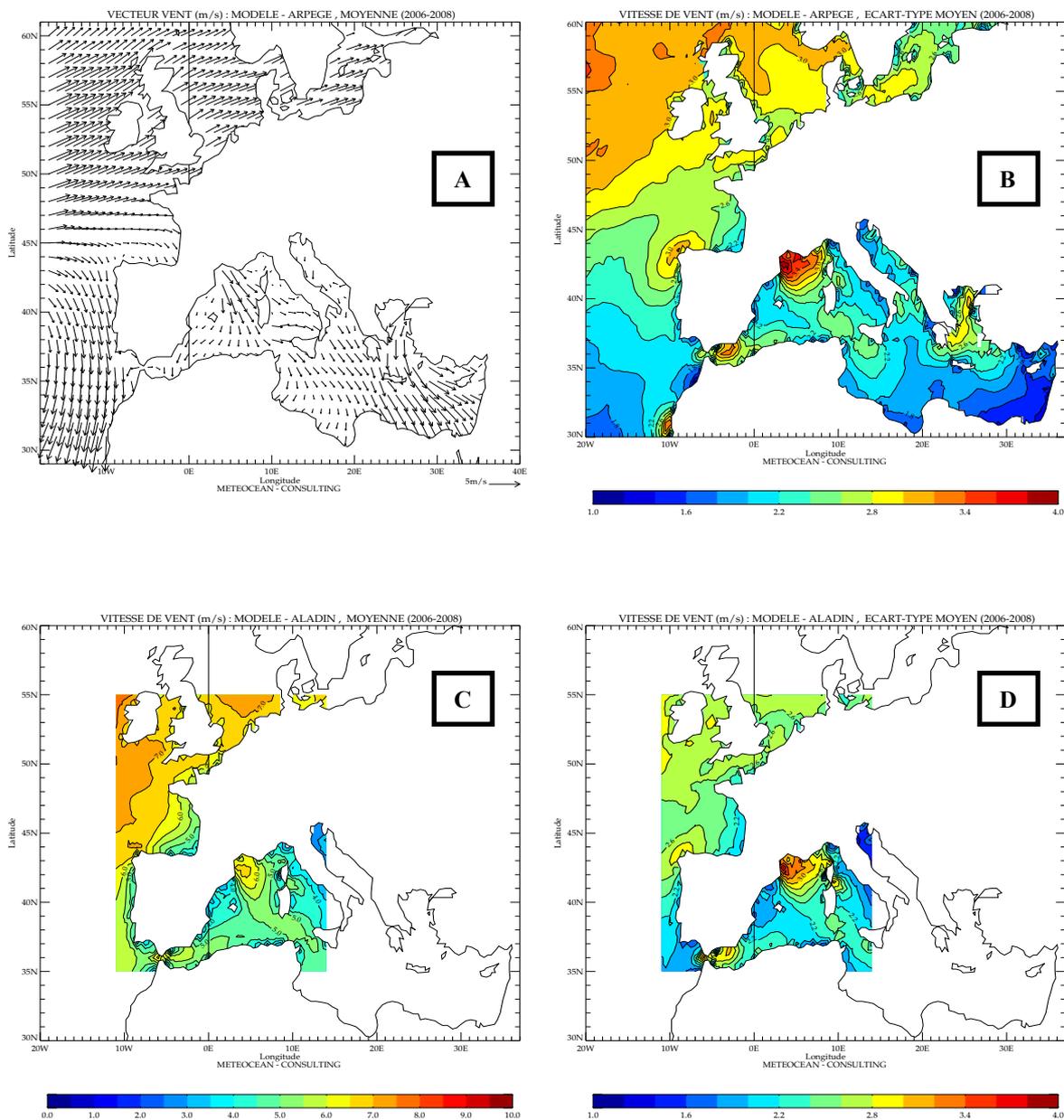


Figure A1.1 : Moyenne sur la période considérée (2006-2008) des vecteurs vent (A) et de l'écart type des vitesses de vent (modules) du modèle Arpegge. Les structures moyennes sur la même période des vitesses de vent du modèle Aladin (C) et leur écart type (D).

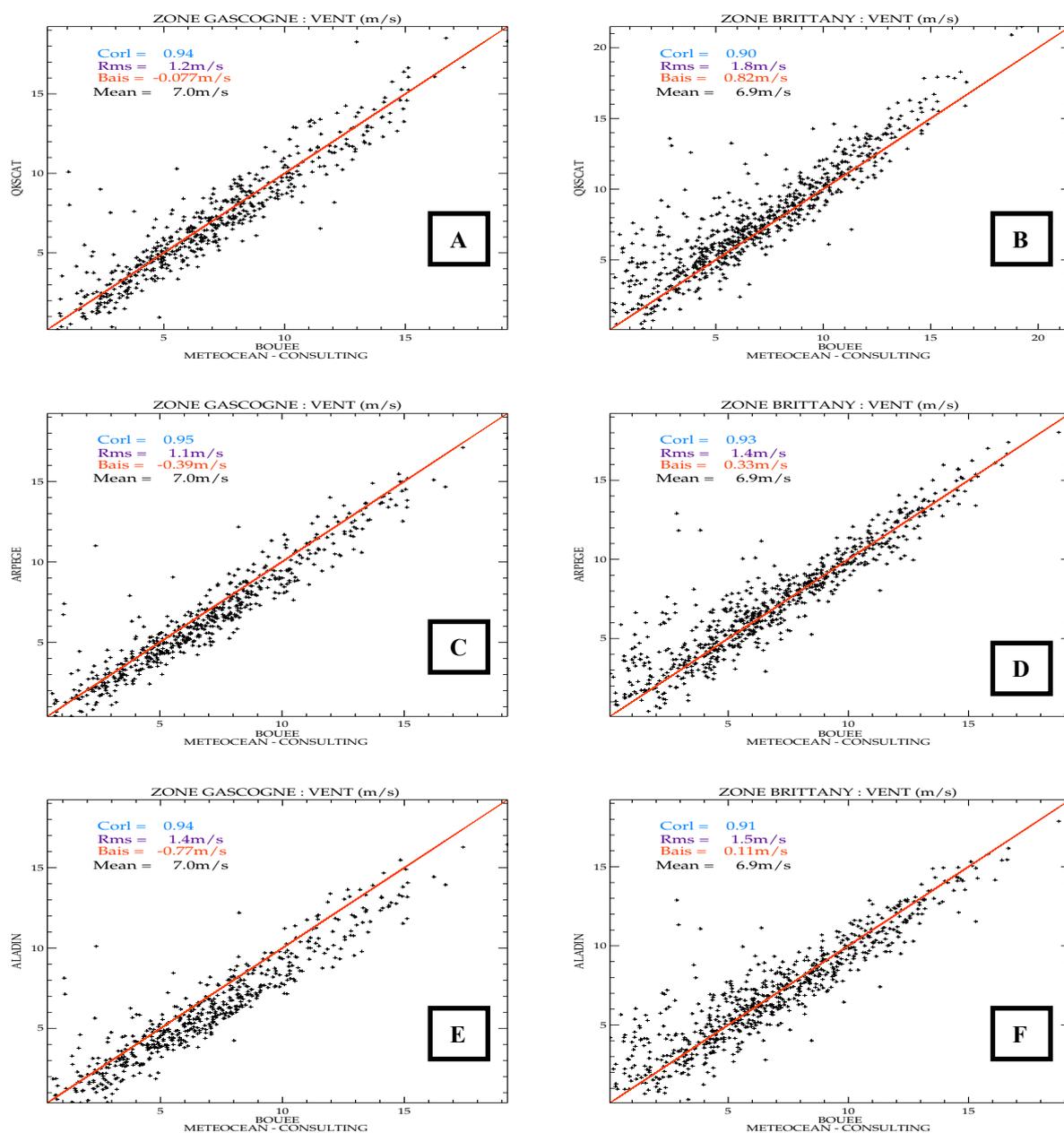


Figure A1.2 : Scatterplot des vitesses de vent dans les zones Gascogne (panneaux gauche) et Brittany (panneaux droite) entre les observations et les trois sources : A et B – pour le satellite (Qkscat) Gascogne, C et D – pour le modèle Arpège, E et F – pour le modèle Aladin.

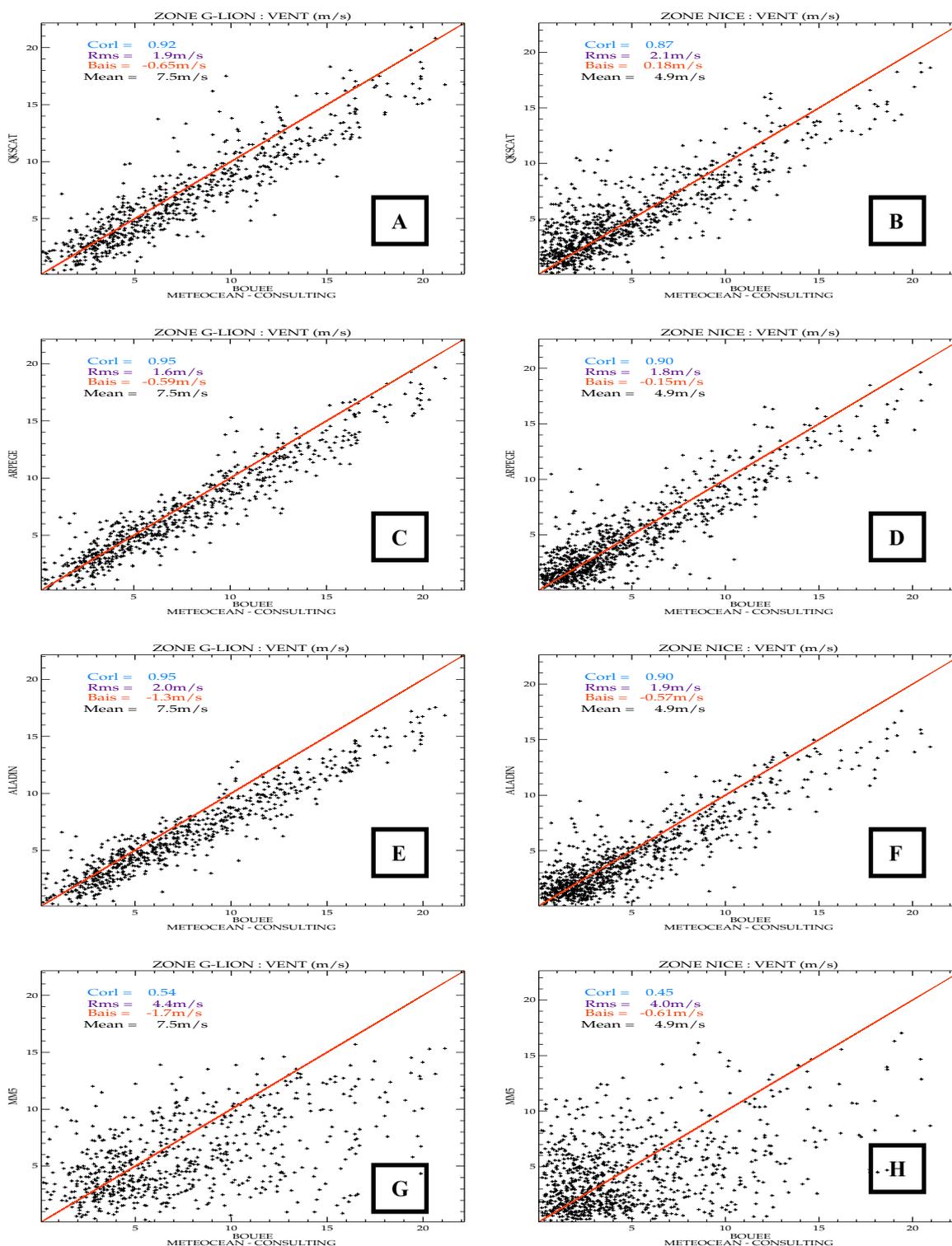


Figure A1.3 : Similaire à la figure (A1.2) pour les zones Golfe du Lion (panneaux gauche) et Nice (panneaux droite) entre les observations et les trois sources : A et B – pour le satellite (Qkscat) Gascogne, C et D – pour le modèle Arpège, E et F – pour le modèle Aladin, G et H – pour le modèle MM5.

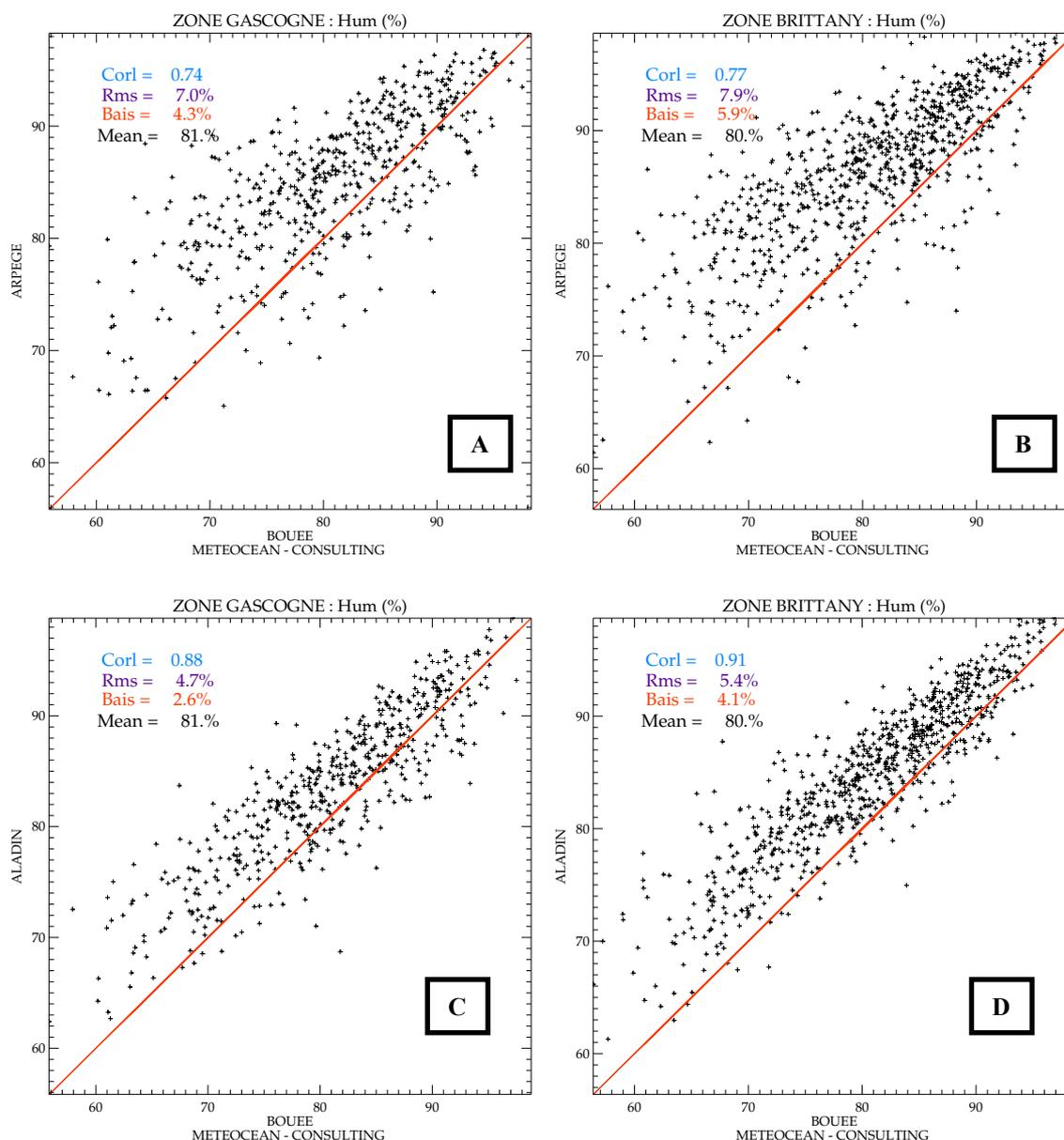


Figure A1.4 : Similaire à la figure (A1.2) pour l'humidité relative (%) dans les zones Gascogne (panneaux gauche) et Brittany (panneaux droite) entre les observations et les trois sources : A et B –pour le modèle Arpège, C et D – pour le modèle Aladin.

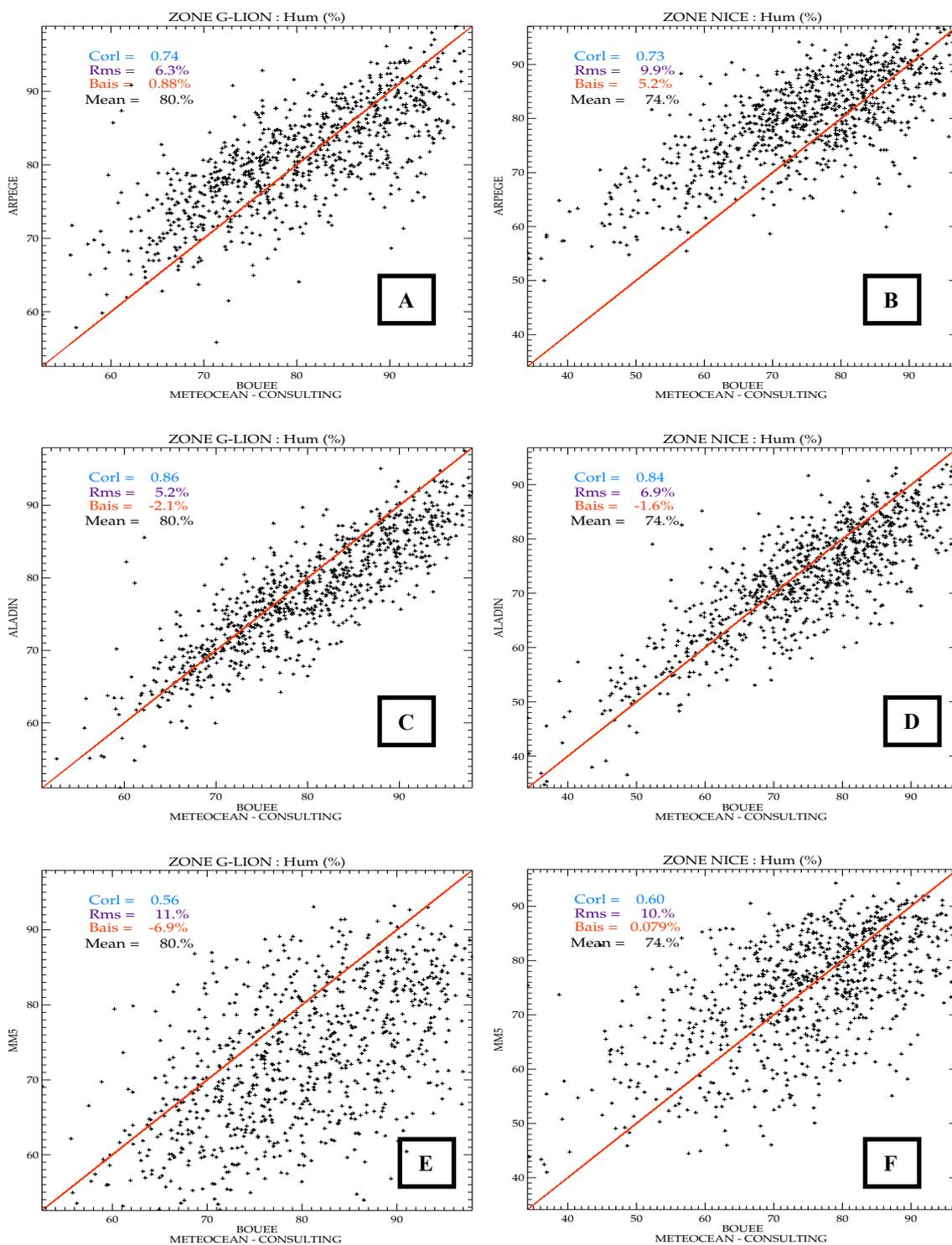


Figure A1.5 : Similaire à la figure (A1.4) pour les zones Golfe du Lion (panneaux gauche) et Nice (panneaux droite) entre les observations et les trois sources : A et B – pour le modèle Arpège, C et D – pour le modèle Aladin, E et F – pour le modèle MM5.

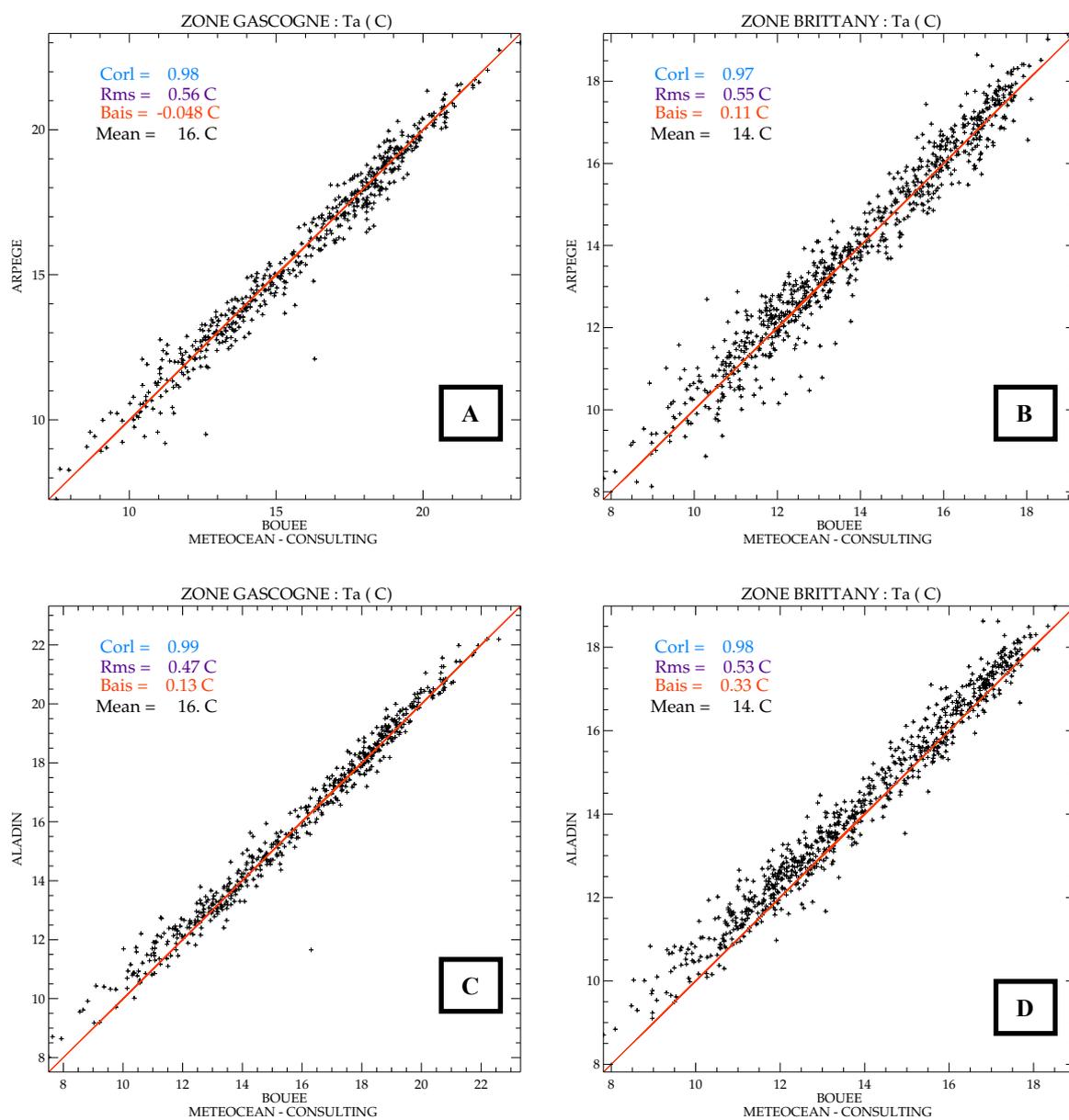


Figure A1.6 : Similaire à la figure (A1.4) pour la température de l'air (°C).

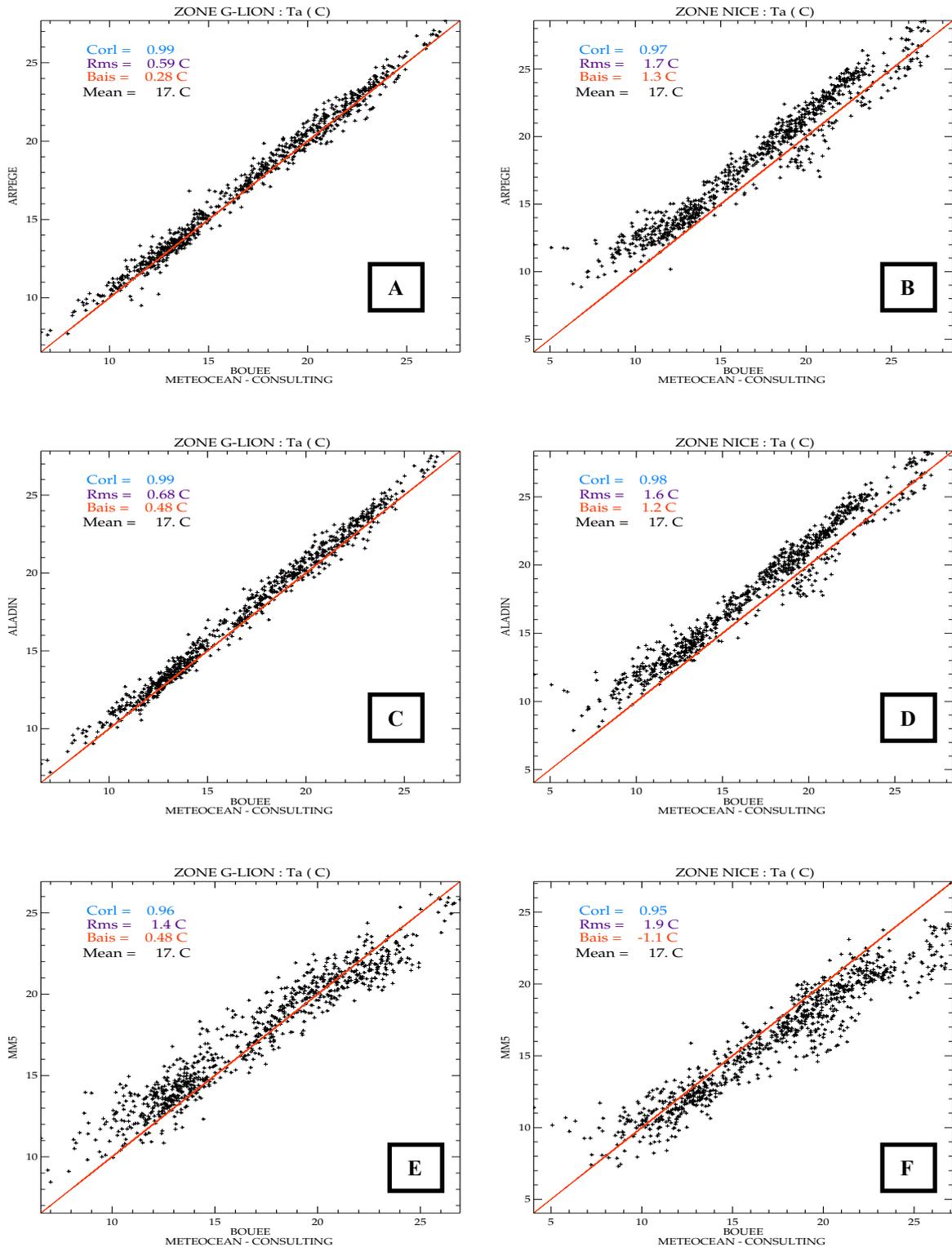


Figure A1.7 : Similaire à la figure (A1.5) pour la température de l'air (°C).

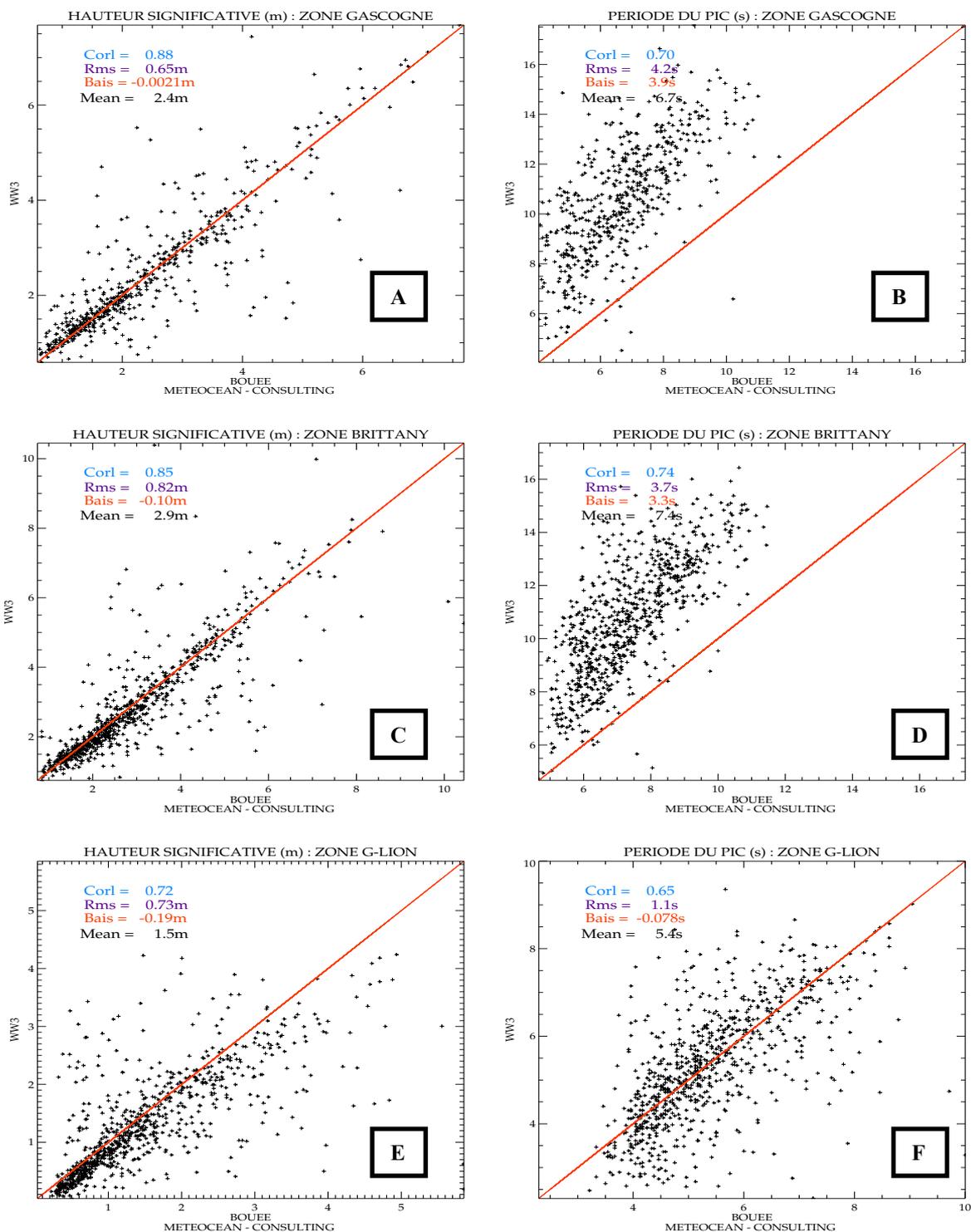


Figure A1.8 : Scatterplot de la hauteur significative de vagues (panneaux gauche) et de la période du pic des vagues (panneaux droite) entre les observations et le modèles WW3 dans trois zones : A et B – pour la zone Gascogne, C et D – pour la zone Brittany, E et F – pour la zone Golfe du Lion. La hauteur significative – mètre (m) et la période en seconde (s).

Annexe2: Évaluation des tensions de vent

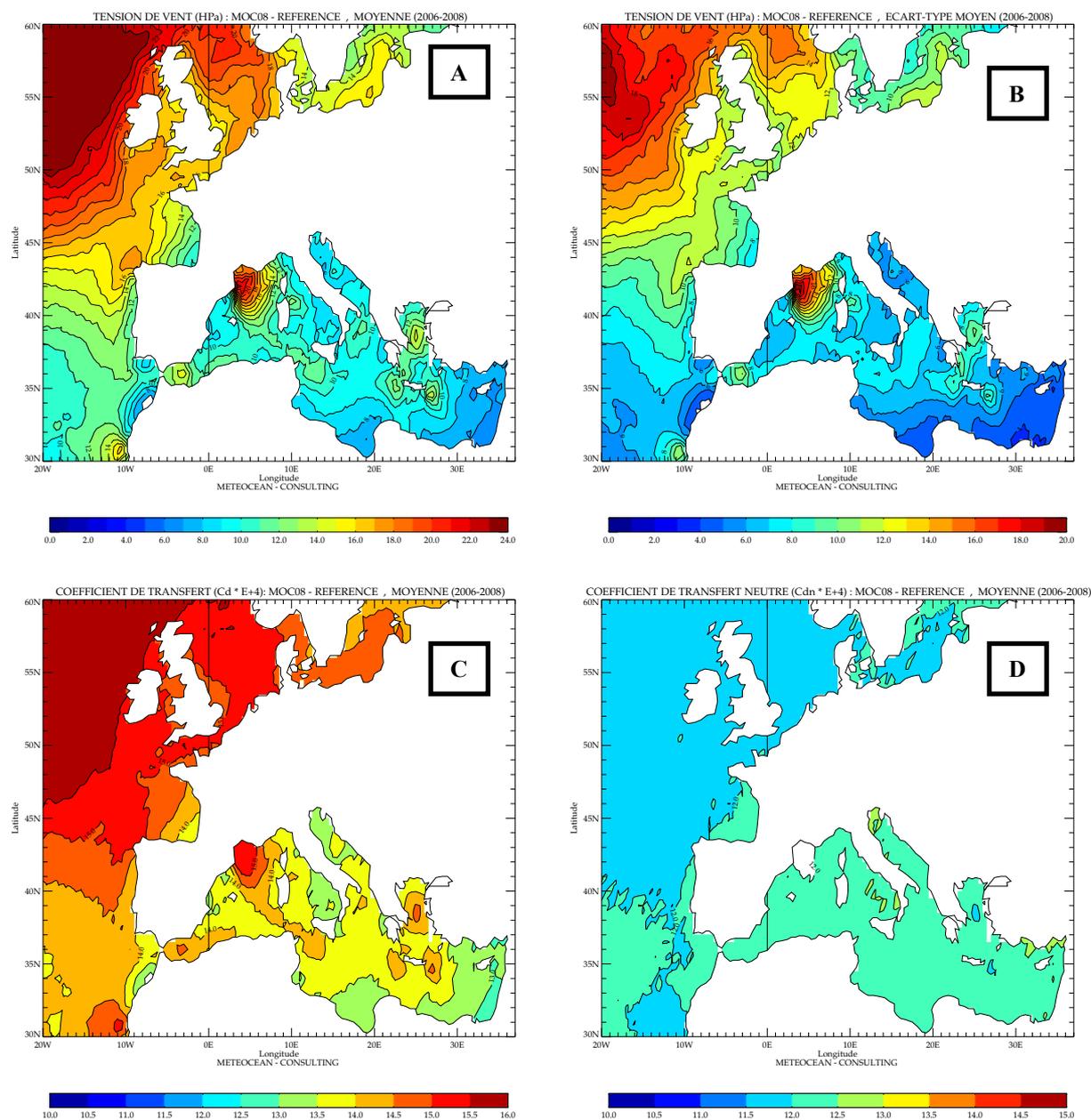


Figure A2.1 : (A) et (B) - Moyenne et écart type sur la période 2006-2008 de la tension de vent estimés à l'aide de la paramétrisation MOC08 avec les variables air-mer du modèle Arpège + les vents QuikScat + la SST satellite. (C) et (D) correspondent respectivement aux coefficients de transfert associés aux tensions de vent estimés dans les conditions stratifiée et neutre. Les coefficients sont multipliés par 10^4 .

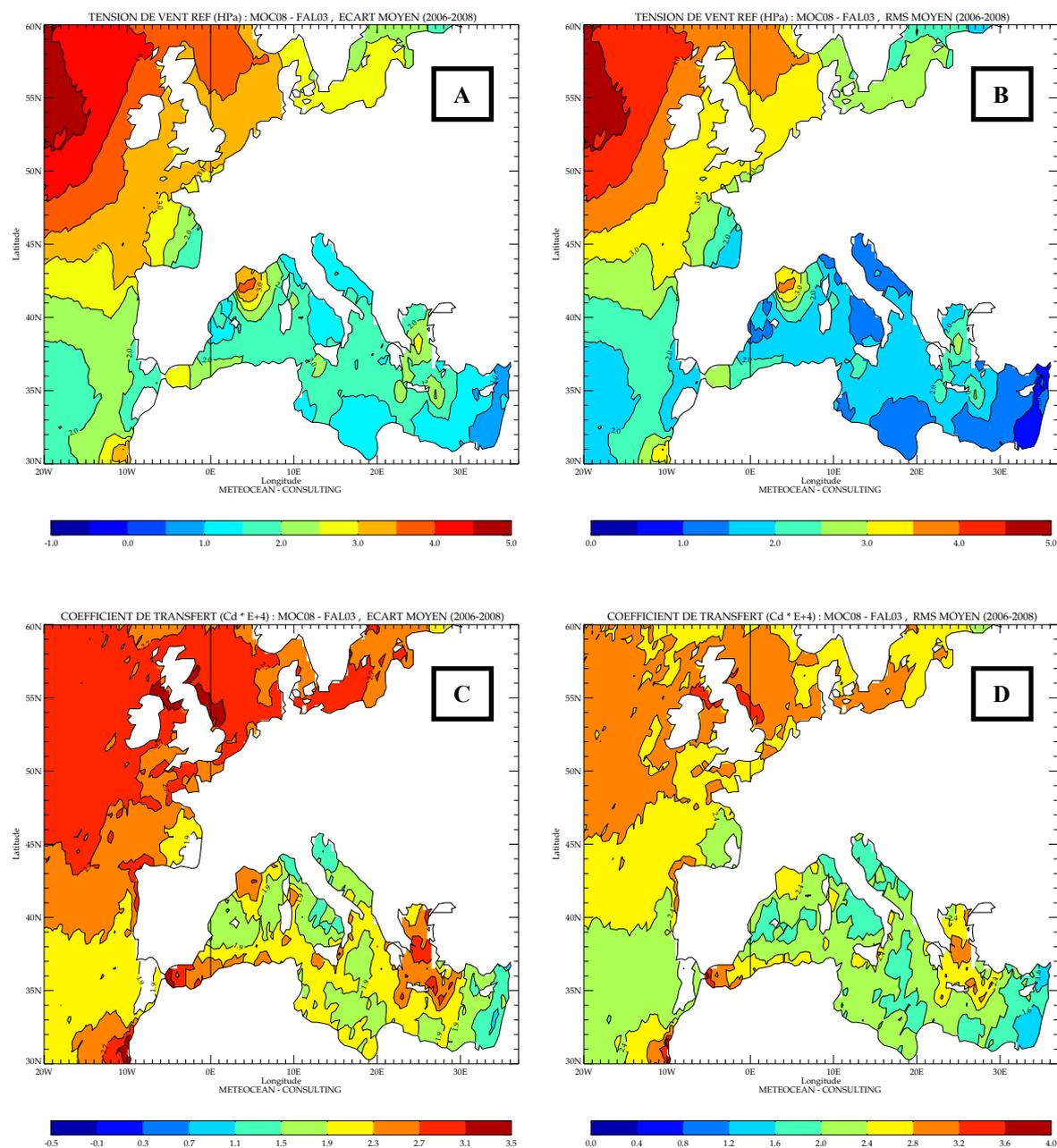


Figure A2.2 : A – illustre la moyenne des écarts (Biais) aux tensions de vent aux tensions de vents de référence des tensions de vents de référence estimées avec MOC08. B – Rms de ces écarts de tension de vent. C et D montrent les mêmes caractéristiques pour les coefficients de transferts à associés aux deux tensions de vents de référence (FAL03 et MOC08). Les écarts des coefficients sont multipliés par 10^4 .

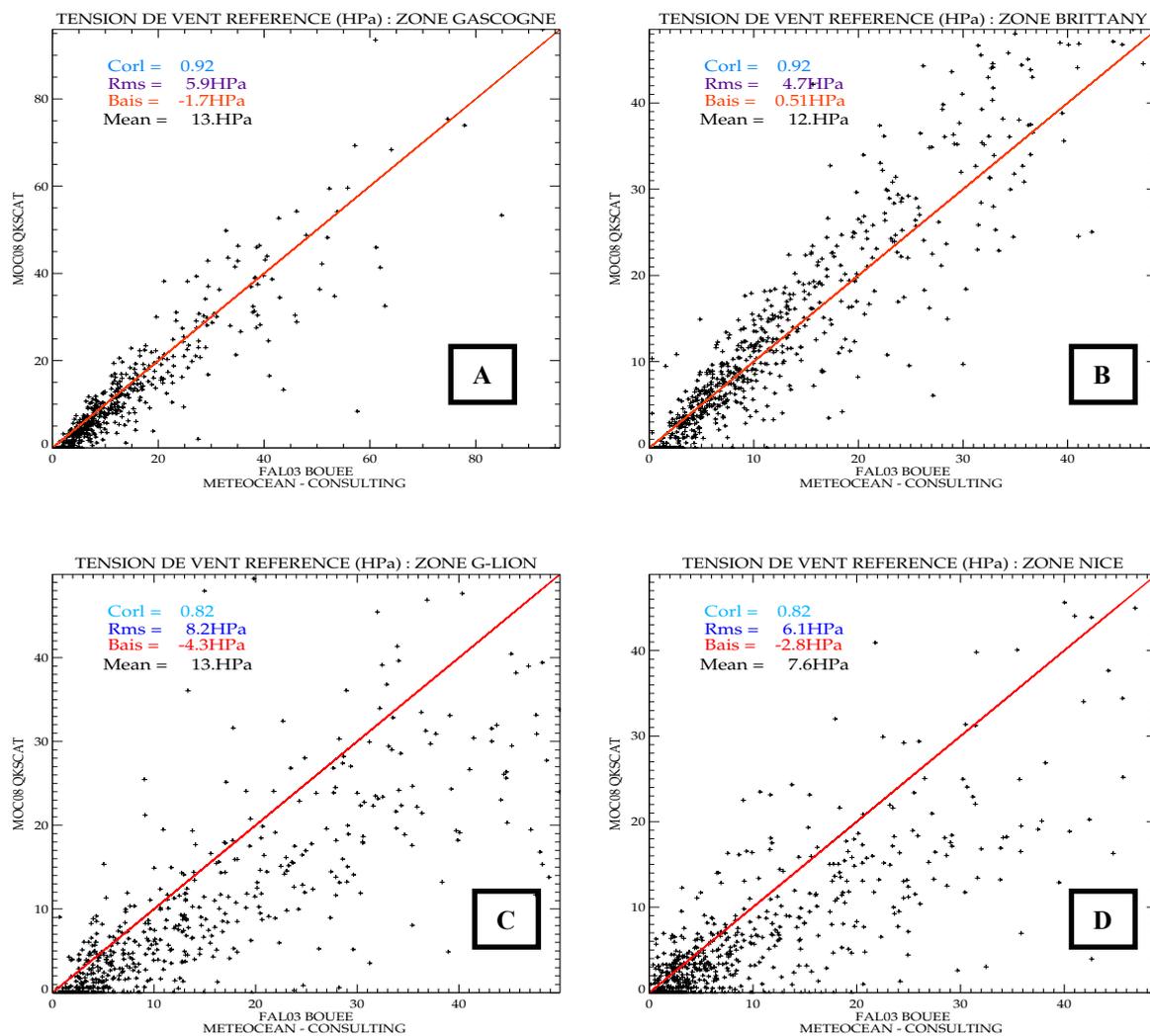


Figure A2.3: Scatterplot entre les tensions de vent de référence bouée avec les tensions de référence estimés à l'aide de la paramétrisation MOC08, en utilisant les variables air-mer du modèle Arpège + les vents QuikScat + la SST satellite dans les quatre principaux secteurs : A – Gascogne, B - Brittany, C – Golfe du Lion, D – Nice.

Annexe3: Évaluation des quatre paramétrisations

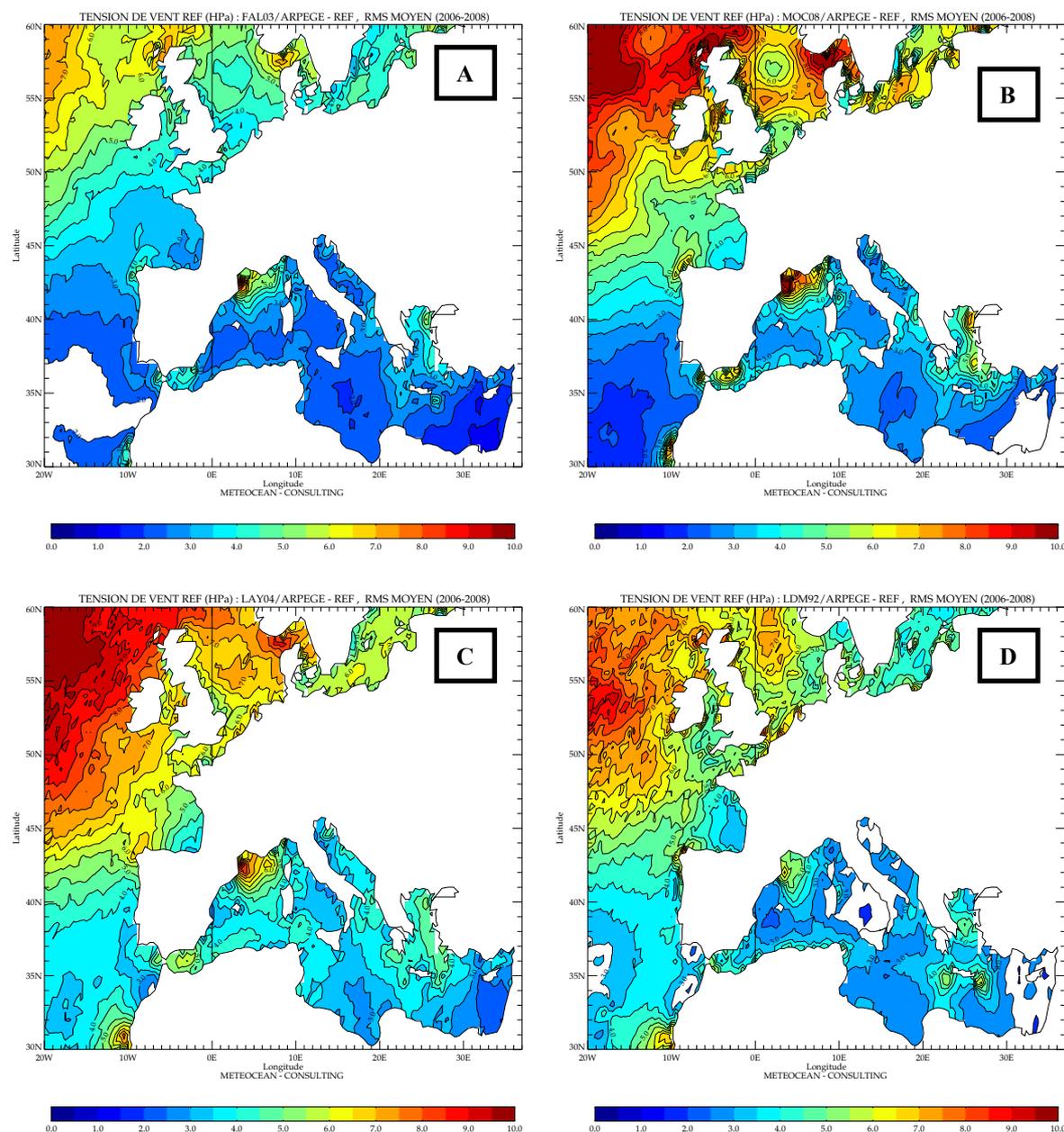


Figure A3.1 : Rms moyens des écarts à la référence des tensions de vent (HPa) estimées en utilisant les variables air-mer du modèle Arpège, à l'aide des quatre paramétrisations : A – FAL03 (Fairall et al, 2003), B – MOC08 (Ayina et Bentamy, 2007), C – LAY04 (Large and Yeager, 2004), D - LDM92 (Luyten and De Mulder, 1992).