



HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

Université Toulouse III - Paul Sabatier

Discipline : Physique de l'Océan et de l'Atmosphère

DYNAMIQUE DES COUCHES LIMITES OCEANIQUE ET ATMOSPHERIQUE MARINE

Hervé GIORDANI

soutenue le premier juin 2011

JURY :

<i>M^r</i> Nick HALL	<i>Président</i>
<i>M^r</i> Peter BECHTOLD	<i>Rapporteur</i>
<i>M^{me}</i> Laurence EYMARD	<i>Rapporteur</i>
<i>M^r</i> Philippe FRAUNIE	<i>Rapporteur</i>
<i>M^r</i> Herlé MERCIER	<i>Examineur</i>
<i>M^r</i> Louis PRIEUR	<i>Examineur</i>
<i>M^r</i> Jérôme VIALARD	<i>Examineur</i>
<i>M^r</i> Guy CANIAUX	<i>Directeur de Recherches</i>

Unité de recherche : Centre National de Recherches Météorologiques

A Silvana, Laura, Rosi et Joseph,

Remerciements

Explorer, expérimenter, créer, c'est l'essence des métiers d'artiste et de chercheur. C'est cela qui me fascine.

J'ai toujours préféré les chemins de traverse aux sentiers battus car on s'ennuie ferme sur les autoroutes de la science. Sur ces chemins tortueux, on rencontre la solitude et parfois le découragement. Je ne connais pas l'origine de cette force qui permet de tenir sur ces chemins escarpés mais elle bien là, comme dans un marathon. Cette force nous plonge au fond de nous-mêmes, provoque insomnies, torture l'esprit, transporte dans un autre monde pour aller chercher des choses originales. *Original*, voilà le mot magique. Les idées originales naissent et se structurent sur ces chemins de traverse et forcent à nous affranchir des dogmes et des écoles de pensée qui cristallisent les mentalités pour longtemps. Difficile de lutter contre cela mais quand ça marche, la sensation d'accomplissement est totale. C'est une immense satisfaction que j'ai eu la chance d'éprouver. C'est pour cette raison que je fais de la recherche.

Aussi loin que ma mémoire puisse remonter, j'ai toujours entendu parler d'originalité dans ma famille. Mon père en a fait une règle de conduite dans son travail ce qui lui a apporté incompréhension, étonnement mais aussi de nombreuses et belles réalisations dont on parle encore aujourd'hui, 35 à 40 ans plus tard. On ne sort pas indemne d'une telle éducation. Cette éducation a probablement été la cause d'un certain rejet de l'école qui me paraissait bien fade à une époque. Je remercie infiniment mon père Joseph, et ma mère Rosi, de m'avoir inculqué cette précieuse notion qui est d'aller chercher les choses au fond de soi et non de reproduire l'existant.

L'arrivée dans ma vie de mon épouse Silvana m'a ouvert les yeux sur la culture Brésilienne, une façon de voir le monde différemment. Silvana vient d'une famille d'intellectuels et d'artistes à la recherche d'idéaux en tous genres. Elle non plus n'a pas échappé à son éducation : son goût pour la peinture et son hédonisme en témoignent. Silvana, tu sais combien les idéaux font vivre et tu m'a toujours dégagé un grand espace de liberté. Je t'exprimes ici ma profonde gratitude. Notre fille Laura vient équilibrer cet édifice familial en essayant de nous ramener sur terre. Merci Laura d'être là.

L'espace, c'est en quelque sorte l'atelier du scientifique. Sans lui, difficile de faire des choses intéressantes. Guy Caniaux défend cet espace de liberté tous les jours avec une force peu commune qui m'impressionne réellement. Guy, je t'en remercie profondément. Guy est un vrai physicien avec qui j'ai développé de grandes affinités et une grande confiance au cours du temps.

S'il est une relation scientifico-humaine qui compte aussi pour moi c'est celle que j'ai avec Louis Prieur. Louis compte parmi les grands océanographes au monde et m'a fait

l'honneur d'être dans mon jury. Son sens physique s'exprime jusque sur les nappes des restaurants, un peu comme des notes qui pétillent sur une partition de musique. Louis, c'est fou la physique que j'ai pu apprendre et comprendre avec tes gribouillis sur ces fameuses nappes et nos longues conversations. Merci pour ta grande générosité.

Même si mes activités de recherche portent sur les petites échelles, celles-ci sont utiles pour comprendre le système climatique. Serge Planton en est convaincu et m'a toujours soutenu et accordé toute sa confiance. Serge, je t'en suis particulièrement reconnaissant. Il faut dire que Serge me connaît bien car il a été le directeur de ma thèse, il y a déjà quelques années.

Je n'oublie pas que j'ai découvert le monde de la recherche en DEA au Centre d'Etude de la Neige avec Eric Brun. J'ai le souvenir qu'Eric m'a vendu son sujet comme étant original. Il ne m'en fallait pas plus pour signer. Merci Eric de m'avoir mis le pied à l'étrier à ce moment si important.

Je suis très reconnaissant à Philippe Bougeault et, à titre posthume, à Joël Noilhan qui m'ont permis de poursuivre l'aventure de la recherche sur les surfaces continentales, aventure qui déboucha sur un poste permanent sur les surfaces océaniques. Je remercie Joël Poitevin, avec qui je forme un tandem dans le groupe PIRATA, de nous simplifier la vie administrative et de m'avoir souvent titillé pour soutenir une HDR.

Je veux remercier ici chaleureusement Nick Hall, Peter Bechtold, Laurence Eymard, Philippe Fraunié, Herlé Mercier et Jérôme Vialard qui m'ont fait l'honneur de composer mon jury d'HDR et débattre avec moi des nouveaux concepts qui traitent du couplage entre l'océan et l'atmosphère. J'espère avoir la chance de travailler avec vous dans le futur.

Mes remerciements vont également à Youcef Amar pour ses séances de désensorcellement informatique sans lesquelles bien des résultats n'auraient pas été obtenus. Il ne m'est pas possible de remercier ici nominativement chacun de mes collègues mais je tiens à dire que le groupe GMGEC est un espace de travail agréable à vivre, la preuve en est le café du matin, véritable institution où l'actualité y est décortiquée dans des débats animés. Pourvu que ça dure.

Enfin merci aux nombreuses personnes qui sont venues m'écouter et qui m'ont dit avoir passé un bon moment de physique.

Résumé

La Nature et les modèles sont peu loquaces en ce qui concerne les mécanismes qui couplent l'Océan et l'Atmosphère (OA). On se propose d'approcher ces mécanismes à travers la dynamique verticale de l'océan et de l'atmosphère vue comme une conséquence de la conservation de l'équilibre du vent thermique. C'est une loi forte des fluides géophysiques, similaire à la loi générale de modération ou principe de Le Chatelier en physique. Elle permet de mettre en lumière des processus souvent non intuitifs pour explorer le fonctionnement intime du couplage entre les couches limites océanique et atmosphérique.

Dans ce cadre, des approches originales de l'upwelling équatorial et du couplage OA dans les fronts atmosphériques et océaniques sont présentées. De même, les contraintes des équilibres fondamentaux valides aux latitudes moyennes et équatoriales se sont avérées efficaces pour simuler des structures océaniques de sub-mésoéchelle réalistes sur de longues échelles temporelles. Ces contraintes peuvent être utilisées dans les systèmes opérationnels d'assimilation de données.

Ces résultats ouvrent des perspectives sur les enjeux futurs de la modélisation couplée à méso-échelle. Les enjeux atmosphériques portent sur la simulation des cyclones tropicaux, des systèmes convectifs en Méditerranée (HyMeX, 2012) et du couplage OA en région équatoriale (AMMA-2). Les enjeux océaniques portent sur les interactions vent-structures océaniques à fine échelle et les interactions entre couches superficielles et profondes, en raison de leurs conséquences sur la production des masses d'eaux, sur l'activité bio-géochimique et leur variabilité climatique.

Abstract

Nature and models are somewhat reticent in regard to mechanisms that couple the Ocean and Atmosphere (OA). It is proposed to investigate these mechanisms through the vertical dynamics of the ocean and the atmosphere seen as a consequence of the conservation of the thermal wind balance. The thermal wind balance is a strong law of geophysical fluids, similar to the general law of moderation or Le Chatelier's principle in physics. This law allows to highlight non-intuitive processes to explore the inner workings of the coupling between the oceanic and atmospheric boundary layers.

In this context, original approaches to the equatorial upwelling and OA coupling in the atmospheric and oceanic fronts are presented. The constraints of the fundamental balances, valid at mid and equatorial latitudes, are efficient in simulating realistic oceanic sub-mesoscale structures over long time scales. These constraints can be used in operational data assimilation systems.

These results open perspectives on future challenges of the coupled modelling at the mesoscale. Atmospheric topics involve the simulation of tropical cyclones, the convective systems in the Mediterranean (HyMeX, 2012), and the OA coupling in equatorial regions (AMMA-2). Oceanic topics involve the wind-ocean interactions at fine-scale and the interactions between upper and deep layers because of their impact on the production of water masses, the bio-geochemical activity, and the climate variability.

Table des matières

1	Introduction	3
2	Le Couplage Océan-Atmosphère	7
2.1	La Grande Echelle	8
2.2	La Méso-Echelle	9
2.2.1	Vent de Surface et SST	9
2.2.2	La Couche Limite Atmosphérique Marine	13
2.2.3	La Couche de Mélange Océanique	19
2.3	Synthèse	23
3	Diagnostiquer Localement pour Comprendre Globalement	25
3.1	Une Base Forte : l'Equilibre du Vent Thermique	25
3.2	La Circulation Agéostrophique	26
3.3	L'Equation aux Vitesses Verticales	29
4	La Modélisation Atmosphérique Régionale	33
4.1	L'Atlantique Subtropical	33
4.1.1	Les Sources d'Agéostrophisme et de Vitesse Verticale	39
4.1.2	Domaine d'Interaction entre Vent et Flux Turbulents de Chaleur	41
4.2	L'Atlantique Nord	45
4.2.1	Interactions entre une Perturbation Synoptique et la Dérive Nord-Atlantique	47
4.2.2	La Frontogénèse	50
4.2.3	Les Sources de Vitesses Verticales	50
5	La Modélisation Océanique Régionale	57
5.1	L'Atlantique Subtropical	57
5.1.1	Assimiler le Courant Géostrophique dans un Modèle	58
5.1.2	Vitesses Verticales dans les Structures de Méso-Echelle	59
5.2	L'Atlantique Equatorial	64
5.2.1	Une Forme Expansée de l'Equation de la Vitesse Verticale	65
5.2.2	Diagnostique des Sources de Vitesse Verticale à l'Equateur	68
5.2.3	Vers une Equation d'Equilibre Equatoriale?	76
6	Le Couplage Océan-Atmosphère à Méso-Echelle	81
6.1	Quelques Etudes Régionales	81
6.2	La Modélisation Couplée à Méso-Echelle à Météo-France	84
6.2.1	Les Evènements Pluvieux Intenses en Méditerranée	84

6.2.2 Les Cyclones Tropicaux	87
7 Conclusions et Perspectives	91
A Curriculum Vitae	99
B Liste des Publications et Actes de Conférence	107
B.1 Publications	107
B.2 Actes de Conférence	112
Bibliographie	123

L'esprit rêvait et la science fut son rêve (Anaxagore)

Chapitre 1

Introduction

La seconde loi de Newton ou Principe fondamental de la dynamique a donné naissance aux équations d'Euler pour un fluide parfait non visqueux et sans conductivité thermique puis aux équations de Navier-Stokes pour un fluide réel visqueux avec transferts thermiques. Le système d'équations primitives est une simplification (couche mince, hydrostatisme, approximation de Boussinesq) des équations de Navier-Stokes et constitue le socle des modèles atmosphérique et océanique. Si les sources de quantité de mouvement des équations d'Euler et de Navier-Stokes sont connues et bien représentées dans nos modèles d'atmosphère et d'océan, les sources d'énergie thermique et de turbulence, les processus d'échanges d'énergie à l'interface air-mer et les mécanismes de redistribution et de transformation de cette énergie dans les deux milieux sont par contre beaucoup moins bien connus. Ces processus représentent ce que l'on appelle la partie "*physique*" des modèles par opposition à leur partie "*dynamique*" représentée par les équations d'Euler. Une grande part des dérives et biais des modèles est attribuée à la "*physique*" des modèles. Cela est dû au fait que les processus physiques sont extrêmement variés et entachés de grandes incertitudes, quand ils sont représentés. Leur prise en compte avec un degré croissant de fiabilité dans les modèles est primordiale car ils peuvent donner lieu à une très grande diversité de phénomènes dont la violence de certains peuvent avoir des conséquences socio-économiques graves.

La compréhension du rôle de l'océan dans la variabilité naturelle du climat (ENSO, NAO etc ...) jusqu'à la genèse de phénomènes de méso-échelle atmosphériques (cyclones tropicaux et extra-tropicaux, événements Cévenols, circulations secondaires, etc ...) et océaniques (frontogénèses, subduction, convection etc ...) impose de mener des études détaillées sur les processus de couplage entre l'océan et l'atmosphère. Ce couplage est complexe, il est donc particulièrement difficile de le représenter correctement dans la physique des modèles. Citons à cet effet l'incapacité chronique des modèles couplés à

bien simuler la langue d'eau froide, le courant en surface et subsurface et la mousson Africaine ainsi que leurs étroites interactions, dans l'Atlantique équatorial (Wahl et al., 2009). Cette problématique mobilise aujourd'hui la communauté internationale et est un objectif majeur du programme AMMA-2.

Si formellement les processus physiques sont effectivement paramétrés dans les modèles, les phénomènes observés et simulés sont le résultat d'interactions non-linéaires complexes entre ces processus. Le laboratoire numérique du modèle est alors souvent trop complexe pour accéder aux réels mécanismes d'un phénomène simulé. Dans ces conditions, le modèle ne nous éclaire pas sur la nature d'un phénomène observé. On peut seulement dire : "le modèle reproduit bien la réalité ou ne la reproduit pas". C'est bien là un revers fâcheux et frustrant de la modélisation qui nous montre qu'une association sans cesse plus intégrée du système "Terre" peut finalement nous éloigner de la compréhension de son fonctionnement intime. N'est-ce pas l'inverse qui est recherché ? Une façon d'éviter cela est de s'appuyer conjointement sur des approches expérimentales, analytiques et une hiérarchie de modèles de complexité croissante, avec ou sans assimilation de données, pour mieux identifier les processus qui font défaut ou qui sont mal représentés dans les modèles complets de complexité nominale.

La nécessité de comprendre et représenter de manière réaliste la dynamique, la thermodynamique des couches limites atmosphérique et océanique et leur couplage dans les modèles numériques de climat ou de prévision du temps, a conduit les communautés atmosphérique et océanique à se structurer fortement autour de grands projets de recherche. Ces projets sont multidisciplinaires et multi-échelles et intègrent à ce titre des moyens de mesures in situ et satellitaires et de modélisation numérique en étroite synergie. Ces projets sont toujours internationaux car la documentation in situ conjointe et détaillée de phénomènes atmosphérique et océanique requiert des moyens qui dépassent ceux d'un seul pays.

Depuis une trentaine d'années, le couplage océan-atmosphère fait l'objet de nombreuses investigations et études dans le cadre d'efforts internationaux colossaux. Pour illustrer l'effort international dans ce domaine et sans être exhaustif, on peut citer les campagnes AMTEX (1976), JASIN (1978), KONTUR (1981), HEXOS (1984), FASINEX (1986), GALE (1988), SOFIA-ASTEX (1982), SEMAPHORE (1993), TOGA-COARE (1992-93), FASTEX-CATCH (1997), FETCH (1998), EQUALANT-99 (1999), POMME (2001), EPIC (2004), AMMA-EGEE (2006) et MOUTON (2008). Les observations collectées par les bouées, les navires ou/et les avions déployés pendant ces campagnes ont documenté les propriétés de l'océan, de l'atmosphère, la température de surface de l'océan (SST) et son état de surface dans des conditions atmosphérique et océanique très diverses. De plus, ces campagnes de mesures sont aujourd'hui suffisamment nombreuses pour disposer de jeux de mesures de flux turbulent de surface couvrant une large gamme de stabilité statique et d'intensité du vent. Ce point est d'une importance capitale pour calibrer les paramétrisations des échanges océan-atmosphère utilisées dans les modèles. En effet ces

paramétrisations comportent encore de fortes incertitudes qui sont sources de biais importants dans les simulations. La richesse de ces observations offre aussi la possibilité de réaliser des bilans de chaleur de la Couche de Mélange Océanique (CMO) et de la Couche Limite Atmosphérique Marine (CLAM) assez complets pour mettre en perspective les caractéristiques et les forçages locaux (SST, flux de surface, épaisseur de couche limite, en présence ou non de fronts ou tourbillons océaniques) par rapport à l'écoulement synoptique. En effet, les interactions entre les conditions locales et l'environnement synoptique de grande échelle peuvent générer des phénomènes majeurs comme des cyclogénèses explosives, des cyclones tropicaux, du brouillard, de la convection atmosphérique ou océanique et des courants océaniques intenses, par exemple.

Lorsque la synergie des approches expérimentales et numériques décrite précédemment produit au terme de plusieurs années les avancées scientifiques espérées, la valorisation ultime des résultats est atteinte lorsqu'ils participent à l'évolution de la représentation paramétrique des processus dans les modèles opérationnels et de climat.

Le but de ce manuscrit est de proposer une synthèse de mes travaux portant sur les mécanismes fondamentaux de fonctionnement des couches limites océanique et atmosphérique aux latitudes moyennes et équatoriales. Le manuscrit s'organise comme suit :

Tout d'abord, je propose dans le chapitre 2 une sorte d'état de l'art sur le couplage océan-atmosphère à grande et petite échelle. Ce tour d'horizon met en évidence le rôle majeur de la vitesse verticale dans la dynamique des couches limites océanique et atmosphérique. Ce point constitue la ligne de force de mon travail. Ensuite le chapitre 3 présente l'outil diagnostique de vitesse verticale basé sur le concept des **Q**-vecteurs (Hoskins et al., 1978) et mes apports originaux à cette théorie. Les chapitres 4 et 5 présentent les applications des **Q**-vecteurs pour diagnostiquer les mouvements verticaux dans des simulations régionales à méso-échelle de l'atmosphère et l'océan. Le chapitre 6 est une synthèse des simulations océan-atmosphère couplées à méso-échelle à Météo-France. Enfin, le chapitre 6 débouche sur le chapitre 7 des "Conclusions et Perspectives" dans lequel je propose une revue des enjeux de la modélisation océan-atmosphère couplée à méso-échelle et de ses implications potentielles pour la prévision opérationnelle à haute résolution.

Chapitre 2

Le Couplage Océan-Atmosphère

Les océans couvrent un peu plus des 2/3 de la surface terrestre et jouent un rôle majeur dans le bilan énergétique et hydrologique global à toutes les échelles de temps et d'espace. A ce titre, l'océan est une composante du système climatique. Le produit des masses volumiques (ρ) et des capacités thermiques (C_p) des deux milieux étant dans un rapport de l'ordre de 4000, l'océan et l'atmosphère représentent les composantes "lente" et "rapide" du système. En conséquence l'océan et l'atmosphère redistribuent l'énergie dans le système climatique dans des gammes d'échelles de temps très différentes, en première approximation. Néanmoins dans leur travail de régulation globale, l'océan et l'atmosphère ne s'ignorent pas mais organisent une zone d'échanges dans chacun des deux milieux, appelée couche limite. Les échanges de chaleur, d'eau et de quantité de mouvement qui prennent place dans cette zone tampon sont très intenses, rapprochent considérablement les temps de réponse de l'océan et de l'atmosphère et agissent à petite échelle spatio-temporelle. Ces processus sont fondamentaux car ils déterminent en grande partie les modes de réponses du système qui vont de quelques minutes à quelques heures dans le cas de phénomènes convectifs ou de couche limite, à quelques jours dans le cas de perturbations synoptiques aux moyennes latitudes et à plusieurs mois dans le cas de régimes pilotés par des ondes planétaires. Les interactions océan-atmosphère revêtent donc une importance toute particulière dans la variabilité climatique de notre planète. Les phénomènes El Niño-Oscillation Australe (ENSO) du Pacifique tropical (Suarez et Schopf, 1988), l'Oscillation Nord Atlantique (NAO ; Rodwell et al., 1999) et l'apparition de langue d'eau froide équatoriale en lien avec la mousson Africaine (Okumura et Xie, 2004) sont des réponses emblématiques de grande échelle au couplage océan-atmosphère. La compréhension des mécanismes du couplage à fine échelle spatio-temporelle est essentielle pour appréhender la variabilité et la modulation de tels phénomènes.

2.1 La Grande Echelle

Outre la variété des échelles de temps où elle agit, l'interaction océan-atmosphère est aussi remarquable par sa grande dissymétrie : les processus par lesquels l'atmosphère force l'océan ne sont pas ceux par lesquels l'océan rétroagit. Ceci est dû à la faible inertie thermique et à la faible masse volumique de l'atmosphère comparées à celles de l'océan. En effet, l'atmosphère entraîne très largement les mouvements de l'océan en lui cédant de la quantité de mouvement par frottement en surface, mais le forçage dynamique en retour de l'océan sur l'atmosphère est infiniment plus faible. Par contre l'océan agit comme un réservoir de chaleur et d'humidité immédiatement disponible pour les cyclones tropicaux, extra-tropicaux ou la convection atmosphérique à toute latitude, ou bien restitué à l'atmosphère de manière différée lorsque ce réservoir est subducté sous la thermocline.

Par exemple, la gyre subtropicale Atlantique est une réponse claire de l'océan à l'action de la circulation atmosphérique associée à l'anticyclone des Açores dans l'hémisphère nord. Toutefois cette action n'est pas transmise à l'océan sans déformation car la gyre subtropicale présente une intensité plus forte sur le bord Ouest du bassin par rapport au bord Est, moins intense et plus diffus. Cette dyssymétrie, induite par le paramètre $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ (f est le paramètre de Coriolis), induit un transport net de masse et de chaleur vers le nord ($M = \frac{\bar{k}}{\beta} \vec{\nabla} \wedge \vec{\tau}$. Stommel, 1948) qui participe à l'équilibre énergétique planétaire. Lorsque la circulation atmosphérique s'intensifie, celle-ci renforce le transport méridien de chaleur océanique, qui, à son tour diminue la baroclinie de l'atmosphère des latitudes moyennes. Ce mécanisme est une rétro-action négative pour la circulation atmosphérique. L'auto-régulation des gyres atmosphérique et océanique est à l'origine de la variabilité de l'oscillation basse fréquence NAO qui détermine largement les types de temps en Europe (Guemas et al., 2009). D'autre part, Thierry et al. (2008) ont montré qu'à un mode NAO donné correspond une proportion d'eaux d'origines subpolaire et subtropicale caractéristique. Un mode NAO possède donc sa carte d'identité océanique.

Depuis longtemps et aujourd'hui encore, les météorologistes sont très sceptiques en ce qui concerne l'influence de l'océan sur l'atmosphère, particulièrement aux latitudes moyennes.

Cette question a été abordée en présence de fronts océaniques à forts gradients de SST. Les analyses menées au-dessus des méandres induits par les ondes tropicales d'instabilité le long du front équatorial Pacifique ont révélé un impact limité à la couche limite planétaire. Par ailleurs, les observations satellitales des vents de surface sur le Kuroshio ont révélé des intensités nettement plus fortes au dessus des eaux chaudes par rapport aux eaux froides. D'autre part, le déplacement du Kuroshio vers le large de la côte Japonaise observé entre 1998 et 2001 a entraîné un déplacement du champ de vent. Ces exemples montrent qu'un front océanique a la capacité d'influencer l'écoulement atmosphérique dans la couche

limite. Cependant Minobe et al. (2008) ont montré dans leur article publié dans *Nature* que la signature du Gulf-Stream n'est pas confinée à la couche limite mais affecte en réalité toute la troposphère. En effet, le signal climatologique des mouvements verticaux intenses et des précipitations associées atteignent le Jet-Stream. En particulier cette bande pluvieuse est localisée sur le côté chaud du front océanique et suit le gradient de SST de façon spectaculaire. Les vents accélèrent (décélèrent) et convergent (divergent) au dessus des eaux chaudes (froides) précisément là où la bande pluvieuse est localisée. Sur la base des analyses du Centre Européen, Minobe et al. (2008) ont montré que la convergence des vents et les vitesses verticales associées résultent de l'ajustement de la pression au chauffage différentiel induit par le front de SST et par la condensation dans les nuages. En fait ces mouvements verticaux sont étroitement liés au Laplacien de la pression et non au mélange turbulent. Ce mécanisme mentionné par Minobe et al. (2008) et Small et al. (2008) est essentiel car il permet d'expliquer les fortes vitesses verticales présentes à $500hPa$ et discernables jusqu'à $300hPa$. Cette profonde pénétration des mouvements verticaux dans la troposphère indique que le Gulf-Stream a une influence spatiale 100 fois plus forte que le mélange vertical seul. En conséquence, le Gulf-Stream ouvre un passage sur la verticale par lequel il a la capacité d'exciter des ondes planétaires (ondes de Rossby) au niveau du Jet-Stream et finalement d'influencer le climat en Europe en modifiant la trajectoire et l'intensité des perturbations synoptiques.

Il n'est pas nécessaire de balayer l'ensemble des réponses possibles de l'océan et de l'atmosphère pour constater qu'il est difficile d'identifier les causes d'évolutions du système. Néanmoins une analyse fine des processus en jeu est la voie d'une meilleure compréhension de son fonctionnement.

2.2 La Méso-Echelle

2.2.1 Vent de Surface et SST

Les observations conjointes de l'océan superficiel et de l'atmosphère ont révélé des corrélations positives entre la vitesse du vent proche de la surface et la température de surface de la mer (SST) (Liu et al., 2000 ; Chelton et al., 2001 ; Hashizume et al., 2001). Cette réponse suggère que la méso-échelle océanique force statistiquement l'atmosphère via les flux à l'interface air-mer.

Typiquement les tourbillons océaniques ont des périodes de l'ordre de 20 à 30 jours et des longueurs d'ondes de l'ordre de $1000km$ à l'équateur (*Tropical Instability Waves*, Legeckis, 1977 ; Lyman et al., 2007), de 3 mois et d'une centaine de kilomètres aux latitudes

moyennes (Stammer, 1997) et d'une dizaine de kilomètres aux latitudes élevées (i.e. le front Islande-îles Féroée, Scott et McDowall, 1990) et en zones côtières. Ces échelles sont pilotées par le paramètre de Coriolis (c'est à dire la latitude) et la stratification dont la combinaison définit le premier rayon interne barocline de déformation de Rossby ($a = \frac{\sqrt{g'h}}{f}$ où $g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho}$ est la gravité réduite). Le rayon de déformation de Rossby est essentiel car il définit les échelles d'ajustement au géostrophisme (Killworth et al., 1997; Chelton et al., 1998). Les plus grands rayons de déformation de Rossby sont de l'ordre de $500km$ dans les régions équatoriales, en conséquence filtrer les échelles spatiales au delà de $1000km$ et d'une année élimine les modes de basses fréquences tel que El-Niño et permet d'extraire le rôle des structures de méso-échelles dans la dynamique des couches limites atmosphérique et océanique à toutes latitudes.

La carte globale de corrélation spatiale (Fig. 2.1, les modes au delà d'une année ont été filtrés) entre la SST et le vent à $10m$ en régime neutre, déduite par Small et al. (2008) à partir des observations TMI, montre des corrélations positives dominantes à l'échelle globale qui atteignent 0.6 dans les zones frontales. De même la carte de corrélation entre la SST et le stress du vent en surface déduite des observations AMSR-E et QuikSCAT entre Mai et Juin 2003 (Small et al., 2008. Fig. 2.2) montre combien le lien entre les anomalies de SST et du vent en surface à méso-échelle est fort. En effet les anomalies de SST associées aux tourbillons océaniques de méso-échelle du Kuroshio (Fig. 2.2a, voir aussi Nonaka and Xie, 2003), du Gulf Stream et de la Dérive Nord-Atlantique (Fig. 2.2b, voir aussi Chelton et al., 2004) dans l'hémisphère nord, de la confluence des courants du Brésil et des Malvines (Fig. 2.2c, voir aussi Tokinaga et al., 2005) et du courant des Aiguilles (Fig. 2.2d, voir aussi O'Neill et al., 2003, 2005) dans l'hémisphère sud, sont particulièrement bien phasées avec les anomalies de stress de surface. Les corrélations spatiales atteignent 0.74 dans les zones frontales. Chelton et al. (2004) ont affiné la relation SST-vent en mettant en évidence des phasages spectaculaires entre le rotationnel et la divergence du stress de surface et les gradients de SST associés aux ondes tropicales d'instabilité (TIW) dans le Pacifique Equatorial (Seo et al., 2007a). Ce résultat, confirmé dans les fronts associés au Gulf-Stream et au Kuroshio, montre que le stress de surface dépend de la direction du vent par rapport au gradient de SST. L'accélération du vent des eaux froides vers les eaux chaudes est cohérente avec le phasage de la divergence et du rotationnel du stress avec le gradient de SST. En effet les zones positives de divergence et de rotationnel sont associées aux augmentations respectives des composantes du vent transverse et le long du front de SST (Chelton et al., 2001). L'accroissement important des observations collectées chaque jour depuis les années 1990 confirme ces résultats à l'échelle globale (White et Annis, 2003; Small et al., 2005a) et leur caractère statistique ne permet pas de clore, mais plutôt d'ouvrir le débat sur les processus physiques qui régissent la dynamique de la CLAM et de la CMO.

L'objet du prochain chapitre fait un point sur les processus qui perturbent le vent dans la CLAM et le courant dans la CMO et génèrent *in fine* de la vitesse verticale.

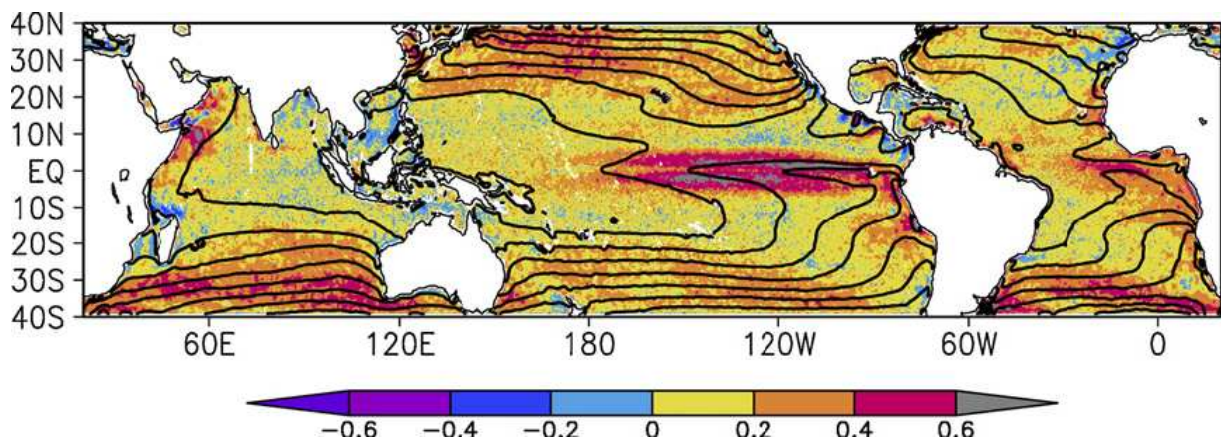


FIG. 2.1 – Corrélation globale SST-Vent de surface (couleur) superposée à la SST moyenne annuelle (intervalle des isolignes : $2^{\circ}C$, minimum : $14^{\circ}C$, maximum : $30^{\circ}C$). Les données TRMM-TMI, 1997-2004, ont été filtrées en retenant uniquement les harmoniques inférieures ou égales à 40 semaines. D'après Small et al. (2008).

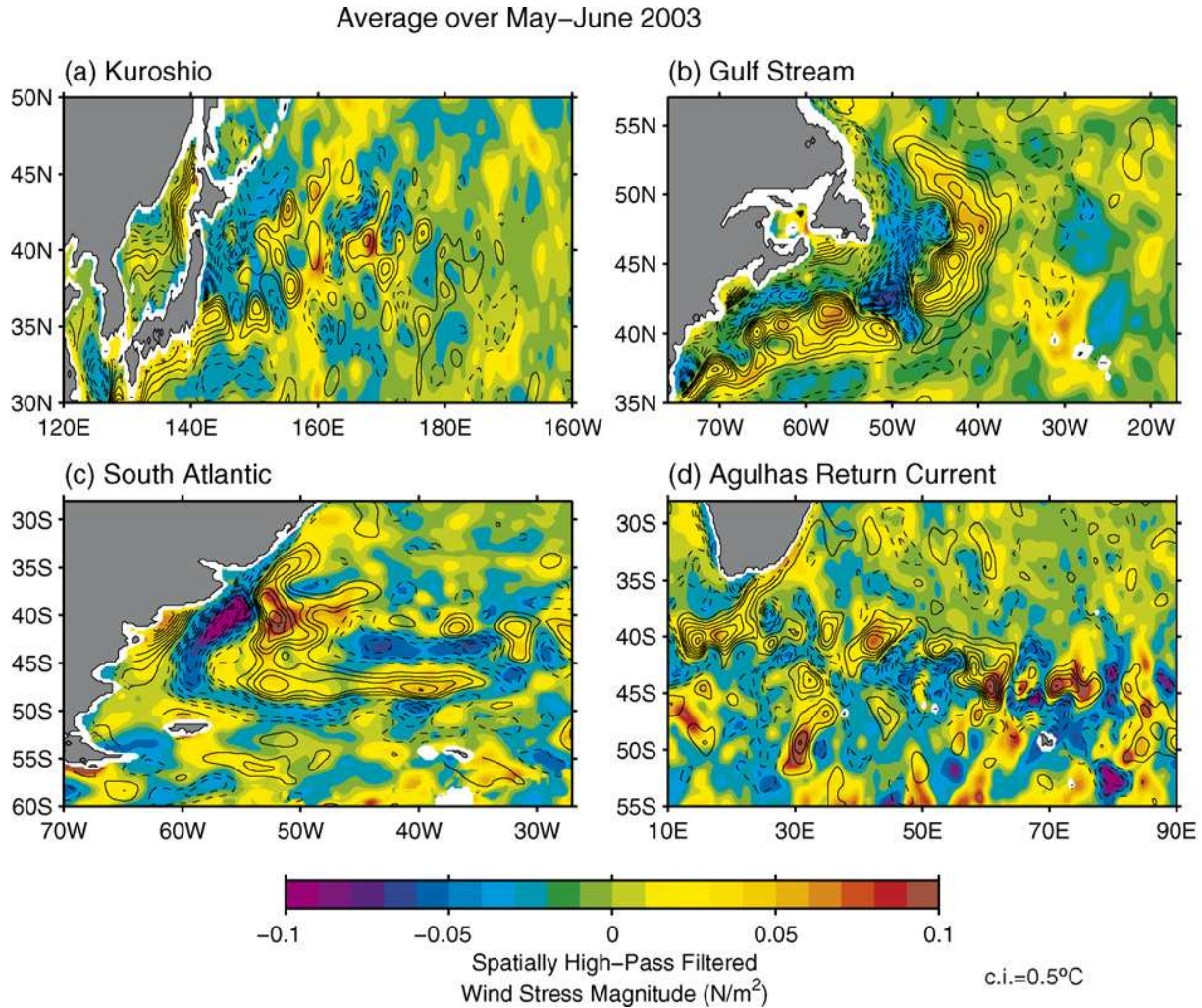


FIG. 2.2 – SST (intervalle des isolignes : $0.5^\circ C$) superposée à la tension du vent en surface (couleur, $N.m^{-2}$). Les données QuickSCAT et AMSR-E ont été moyennées sur la période mai-juin 2003. (a) Kuroshio, Pacifique Nord-ouest, (b) Gulf Stream, Dérive Nord Atlantique, (c) confluence Brésil-Malouines, Atlantique sud-ouest, (d) Courant des Aiguilles, Océan Indien. D'après Small et al. (2008).

2.2.2 La Couche Limite Atmosphérique Marine

La distribution spatiale des sources et puits de chaleur en surface provoque des modifications importantes de l'écoulement atmosphérique non seulement proche de la surface mais également sur toute l'épaisseur de la CLAM. En effet, à méso-échelle, les contrastes de température et de flux de chaleur sensible, latente et de quantité de mouvement en surface peuvent constituer une importante source d'énergie au déclenchement de phénomènes variés tel que :

- la formation de cyclogénèses côtières (Bosart et al., 1972; Bosart, 1981; Rogers et Bosart, 1986; Smith, 1986; Holt et Raman, 1990; Huang et Raman, 1990; Cione et al., 1993; Doyle, 1990, 1993), et la modulation de l'intensité des cyclones tropicaux (Morris et al., 1993),
- la formation et le maintien de lignes de grains et d'orages (Ogura et Chen, 1977; Sun et Ogura, 1979),
- la perturbation d'un écoulement au-dessus d'une tache chaude (Smith, 1957; Olfe, 1971; Lin, 1989),
- la génération de frontogénèses et de circulations secondaires associées dans la CLAM. Ces circulations sont souvent rattachées au concept de la brise de mer (Walsh, 1974; Rotunno, 1983; Dalu, 1989, 1991).

Les circulations secondaires ont constitué un thème de recherche phare dans nombre de campagnes de mesures de couche limite sur surfaces continentales (Mahfouf, 1987) et au-dessus de l'océan (JASIN, Pollard, 1978; FASINEX, Stage et Weller, 1986). En effet, ce type d'écoulement peut modifier la structure thermique de la couche limite et les flux turbulents de surface, et donc agir indirectement sur la structure de la couche mélangée océanique. D'autre part, ces circulations accentuent aussi les transferts d'énergie des basses couches vers l'atmosphère libre et peuvent donc avoir un impact sur l'écoulement des niveaux supérieurs.

La réponse dynamique de l'atmosphère à un chauffage différentiel de surface revêt de nombreux aspects, mais parmi eux, c'est la brise thermique qui a fait l'objet des plus nombreuses et anciennes études de la part des météorologistes et mécaniciens des fluides. Ce phénomène est mentionné dans la littérature depuis le 17^{ième} siècle avec les travaux de Halley (1686) et les premières études quantitatives sont attribuées à Davis et al. (1889). Bien que les premiers essais de modélisation analytique datent de 1922 (Jeffreys, 1922), les premiers modèles analytiques incluant les effets de la rotation terrestre furent écrits par Haurwitz (1947) et Schmidt (1947).

La grande part des travaux portant sur ce thème est fondée sur la théorie linéaire. La théorie linéaire montre que l'on peut obtenir une grande variété d'écoulements lorsque l'on soumet l'atmosphère à un forçage diabatique de surface. La réponse dynamique du fluide dépend alors de l'extension spatiale (L) du chauffage en surface, de la rotation, de la stratification et de la vitesse de l'écoulement (U) en amont du forçage diabatique. Par exemple à l'aide d'un modèle linéaire 2D (x, z), Rotunno (1983) montre qu'il existe deux réponses possibles d'une atmosphère initialement au repos et stablement stratifiée à un chauffage diurne sinusoïdal. Ce chauffage est prescrit sur la surface continentale et est nul sur mer. Deux régimes sont observés :

- lorsque la vorticité planétaire f est supérieure à la fréquence de chauffage ω , alors l'écoulement atmosphérique s'organise de la région non chauffée (mer) vers la région chauffée (terre) en basses couches et inversement en altitude : c'est la brise de mer.
- lorsque $f < \omega$, ce sont les ondes inertie-gravité qui pilotent la réponse dynamique de l'atmosphère. Ces ondes se propagent hors de la zone de chauffage selon des rayons faisant un angle $\theta = \frac{N}{\sqrt{\omega^2 - f^2}}$ avec la verticale (N étant la fréquence de Brünt Väisälä).

Les régimes stationnaires d'un écoulement soumis à diverses distributions du chauffage de surface ont été étudiés dans le cadre 2D de la théorie linéaire par Lin (1986, 1989) et Hsu (1987). Une bonne synthèse des réponses dynamiques est donnée dans Hsu (1987) dont les principaux résultats sont :

- Lorsque la rotation est seule prise en compte ($f \neq 0$), c'est le nombre de Rossby R_o ($R_o = \frac{U}{fL}$, où L est l'échelle horizontale du chauffage de surface) qui pilote la réponse dynamique de l'écoulement. Quand $R_o \simeq 1$, ce sont les ondes inertielles de longueur d'onde $2\pi\frac{U}{f}$ qui s'imposent, alors que lorsque $R_o < 1$ c'est le chauffage de surface local qui pilote la circulation : on retrouve dans ce cas les caractéristiques de la brise thermique. Lorsque $R_o > 1$, la circulation est en opposition de phase par rapport à la brise thermique : la subsidence est située au dessus de la zone de chauffage et l'ascendance est rejetée en aval de celle-ci.
- Lorsque l'atmosphère est stratifiée et sans rotation, le chauffage de surface local génère des ondes de gravité internes dont l'amplitude décroît avec l'altitude en raison de l'éloignement de la source d'énergie. Les propriétés des ondes internes générées par un chauffage diabatique en surface ou en altitude par dégagement de chaleur latente ont une longueur d'onde égale à $2\pi\frac{U}{N}$ et ont de grandes similarités avec celles trouvées dans la théorie des ondes de relief (Smith, 1979 ; Gill, 1982).
- La combinaison des effets de la rotation et de la stratification thermique produit des ondes d'inertie-gravité, cependant celles-ci ne dominent la circulation forcée par le chauffage de surface (brise thermique) que lorsque $R_o \simeq 1$.

Une des caractéristiques de la théorie linéaire est de prévoir le maximum de perturbation de vitesse systématiquement sur la ligne de côte, c'est à dire à l'endroit où le gradient horizontal du flux de chaleur en surface est maximum (Rotunno, 1983). Ceci est dû au fait que dans le cadre de l'hypothèse linéaire, la perturbation de vitesse ne peut

rétroagir sur le champ de température par advection différentielle. Dans ces conditions ce type de modèle ne peut simuler des propagations de fronts de brises. Ce point constitue le plus grave défaut de la théorie linéaire puisque de nombreuses observations mettent en évidence des propagations allant jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres à l'intérieur des terres (Strong, 1972 ; Garratt et Physick, 1985 ; Ogawa et al., 1986 ; Garratt, 1987).

Afin de pallier ce défaut, de nombreux auteurs ont utilisé des modèles non linéaires prenant en compte les effets des advections thermique et de quantité de mouvement. Les solutions sont obtenues numériquement car le système est alors trop complexe pour être résolu analytiquement. Avec de tels modèles, Walsh (1974), Physick (1976), Arritt (1987), Bechtold (1991) et Arritt (1993), ont simulé des cas réels de brises thermiques bidimensionnelles avec succès. Par exemple, Walsh (1974) montre que sans courant de grande échelle, la solution non linéaire diffère de la solution linéaire par le fait que la perturbation maximale de vent horizontal est située à quelques kilomètres à l'intérieur des terres.

Ces auteurs ont complexifié le problème en ajoutant un courant de grande échelle constant en temps et en espace. Leurs simulations montrent qu'un vent synoptique opposé à la brise limite sa propagation et qu'il existe, pour des conditions de chauffage en surface données, une intensité optimale du vent de grande échelle permettant à la brise d'atteindre sa force maximale. Cette maximisation de la brise de mer s'effectue grâce à l'augmentation du gradient horizontal de température ($\frac{\partial T}{\partial x}$), c'est-à-dire du front de brise, dont l'origine réside dans les effets advectifs de température entre la terre et la mer. Atkinson (1981) et Arritt (1993) ont montré une grande sensibilité de la brise de mer à l'augmentation du gradient horizontal de température (donc de la pression) engendré par la convergence de la brise. Ainsi en plus du chauffage différentiel par les flux de surface, il existe des contraintes cinématiques atmosphériques qui sont susceptibles de faire évoluer le gradient horizontal de température et dont l'effet est de rétroagir sur la circulation de brise. Afin d'estimer le rôle de ces contraintes par rapport aux flux de chaleur, Arritt (1993) considère l'équation d'évolution du gradient horizontal de température (T) en supposant l'homogénéité du champ de température perpendiculaire au plan dans lequel s'établit la circulation de brise. Cette équation est également appelée équation de la frontogénèse et s'écrit dans ces conditions :

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) = - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\overline{\partial u'_i T'}}{\partial \alpha_i} \right) + \frac{\partial H}{\partial x}$$

Les termes de cette équation sont responsables de l'intensification du gradient horizontal de température selon les processus suivants :

- Le premier terme représente l’intensification du gradient horizontal de température par convergence du vent horizontal. Il est habituellement appelé terme de frontogénèse par confluence.
- Le second terme est interprété comme étant l’effet de déformation du gradient horizontal de température par la vitesse verticale.
- Le troisième terme représente la frontogénèse induite par le chauffage différentiel horizontal de la divergence des flux turbulents de chaleur.
- Le quatrième terme représente la frontogénèse induite par les chauffages diabatiques tels que les flux radiatifs et les flux de chaleur liés aux changements de phase de l’eau. Ainsi en présence de nuages et de précipitations, les processus radiatifs et de condensation - évaporation peuvent aussi contribuer à favoriser la frontogénèse (Van de Berg et Oerlemans, 1985).

Selon Arritt (1993), le développement de la brise de mer s’effectue en deux étapes. Au cours de la première étape le gradient horizontal de température, et par conséquent la circulation, sont essentiellement pilotés par le chauffage différentiel turbulent (troisième terme de l’équation de la frontogénèse). Ceci correspond à la phase de création du gradient thermique atmosphérique horizontal. Dans une seconde étape, ce gradient thermique subit des modifications de la part de l’écoulement, ce qui a des conséquences sur la circulation de brise elle-même : il y a rétro-action de la circulation sur elle-même. Ainsi dans le cas d’un écoulement synoptique U_g opposé à la brise, le front thermique se propage moins à l’intérieur des terres et s’intensifie notablement par rapport au cas où $U_g = 0$. Les études numériques montrent que cette intensification est provoquée par l’écoulement synoptique qui accentue le cisaillement horizontal négatif de la circulation de brise ($\frac{\partial u}{\partial x} < 0$), ce qui a pour effet de créer un terme de frontogénèse par confluence positif ($-\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} > 0$). Dans ce cas, le forçage par convergence agit comme un mécanisme de rétro-action positive : la convergence réduit l’échelle horizontale du contraste thermique horizontal ce qui augmente la convergence. Arritt (1993) illustre ici particulièrement bien l’action que peut avoir un écoulement géostrophique sur la structure de la brise, c’est-à-dire sur le positionnement du front de brise et l’intensité de sa vitesse verticale. Ce type de résultat numérique obtenu par Garratt et Physick (1987), Arritt (1990) et Bechtold (1991) a été confirmé par des observations (Kraus, 1990).

Sur la base des mesures aéroportées collectées au cours des étés 1988 et 1989 sur la côte de Coorong au sud de l’Australie, Kraus (1990) a étudié les processus de frontogénèse et frontolyse qui pilotent la brise de mer. Les conditions de développement de brise de mer étaient particulièrement favorables étant donnés les contrastes extrêmement élevés entre les températures de surface sur terre ($\simeq 60^\circ C$ à $70^\circ C$) et sur mer ($20^\circ C$). Cet auteur montre que si la brise de mer est un phénomène simple dans un cadre académique, il n’en est pas de même dans un cas réel. En effet, de telles campagnes de mesures montrent que ce phénomène est en réalité d’une grande complexité hydrodynamique comprenant :

- de fortes instationnarités et non linéarités en dépit des théories linéaires appliquées

- à ce phénomène (Rotunno, 1983; Dalu et Pielke, 1989),
- l'influence des forces de frottement et de Coriolis,
- l'influence d'un écoulement géostrophique,
- le dégagement de chaleur latente dans les nuages générés par la circulation,
- l'influence de la turbulence qui est particulièrement développée dans la zone frontale.

A partir de ces données, Kraus (1990) a calculé les termes de frontogénèse, en supposant le front thermique perpendiculaire à la section verticale décrite par l'avion ($\partial/\partial y = 0$). Ceci suppose un écoulement bidimensionnel, ce qui n'est pas toujours vérifié. Kraus (1990) montre que le processus de confluence joue un rôle central dans le maintien de la brise, et que ce terme est renforcé par un vent synoptique opposé à la circulation de brise. Ceci est en accord avec les résultats numériques précédents. D'autre part, cet auteur souligne aussi le rôle des flux turbulents de chaleur dans le processus de frontogénèse bidimensionnelle, et en particulier celui du transport turbulent transversal de chaleur ($\overline{u'T'}$). En effet, Kraus (1990) montre que le forçage $\left(\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u'T'}{\partial x}\right)\right)$ est aussi important que celui par le flux turbulent vertical de chaleur $\left(\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial w'T'}{\partial z}\right)\right)$. Ceci est produit par les gradients thermiques horizontaux particulièrement forts dans le cas qu'il étudie.

Les études citées ici ont traité la réponse de l'atmosphère à un chauffage de surface dans le cadre bidimensionnel. L'étude de la frontogénèse et de la circulation associée dans le cadre général tridimensionnel est bien sûr plus complexe. Cette complexité vient du fait que les forçages qui agissent selon l'axe "y" ont une action sur la frontogénèse selon l'axe "x" et inversement. D'autre part, les précédentes études ont considéré un écoulement synoptique spatialement constant même dans le cas réel décrit par Kraus (1990). En réalité les variabilités spatiales du vent géostrophique induisent, par leurs cisaillements horizontaux, des contraintes sur le gradient thermique et par conséquent sur la circulation.

Contrairement aux fronts équatoriaux où le régime des alizés est quasi monotone, les courants de bords ouest et leurs gradients de SST sont souvent localisés sur le chemin des perturbations synoptiques des latitudes moyennes. Les modifications de la CLAM induites par les fronts de SST peuvent influencer les perturbations synoptiques. Par exemple Colucci (1976) a montré que la fréquence des cyclogénèses et la variabilité de la tension du vent en surface sont maximum au voisinage du Gulf-Stream. En effet, le flanc nord du Gulf-Stream et du Kuroshio sont des lieux très propices au creusement rapide de cyclones extra tropicaux au stade de "bombe" correspondant à une chute de la pression de surface de $1hPa/h$ pendant moins de 24 heures (Sanders et Gyakum, 1980; Sanders, 1986; Cione et al., 1993). Certaines de ces dépressions de méso-échelle peuvent aller jusqu'à développer un coeur "chaud" semblable à un cyclone tropical (Neiman and Shapiro, 1993; Businger et al., 2005).

Dans le cadre du programme GALE (Dirks et al., 1988), Doyle et Warner (1990) ont montré que les fortes discontinuités de SST associées au Gulf-Stream induisent des flux atteignant $1200W.m^{-2}$ et des gradients de flux turbulents de chaleur en surface très intenses. Raman et Riordan (1988) et Warner et al. (1990) ont montré que ces gradients sont à l'origine du chauffage différentiel de la CLAM et ont la capacité d'induire des circulations solénoïdales s'établissant au voisinage du front. Lorsqu'elles sont suffisamment vigoureuses, elles peuvent catalyser la convection profonde, des cyclogénèses explosives ou réactiver des perturbations provenant du continent froid arrivant sur les eaux chaudes (Keshishian et Bosart, 1987). Mais en général la circulation agéostrophique est rarement seulement pilotée par les flux turbulents. En effet, Doyle et Warner (1990) montrèrent à partir des données de cette campagne et de simulations non hydrostatiques (1993), que le terme frontogénétique par déformation (premier terme de l'équation de la frontogénèse) joue un rôle prépondérant par rapport au terme lié aux flux turbulents de chaleur (troisième terme de l'équation de la frontogénèse) dans la production de circulations agéostrophiques, ce qui est en accord avec les travaux des auteurs cités précédemment. Dans le même ordre d'idée, Kuo et al. (1991) examinèrent numériquement plusieurs cas de cyclogénèses explosives et trouvèrent que les flux turbulents de surface contribuent peu à l'évolution d'une dépression de basses couches mais jouent par contre un rôle très important dans la phase initiale de développement du tourbillon. En effet, Holt et Raman (1992) ont noté que la conjonction d'une zone barocline de surface forte associée à un front océanique, d'une couche limite atmosphérique peu développée et d'une anomalie de vorticité positive au dessus de la CLAM sont des conditions idéales de forte intensification des perturbations atmosphériques.

Si des circulations solénoïdales ont clairement été observées et simulées au dessus du Gulf-Stream, il n'en a pas été de même pour les campagnes JASIN et FASINEX. En effet ces circulations n'ont pas été clairement identifiées et seuls des indices de leur présence ont été avancés. D'autre part, des hypothèses sur leurs origines ont été émises mais n'ont pas fait l'objet d'études spécifiques. Par exemple à partir des données de l'expérience JASIN, Businger (1984) énonce divers processus qui peuvent forcer des écoulements secondaires lorsqu'un vent stationnaire de grande échelle souffle au dessus d'une tache océanique chaude. Cet auteur explique la complexité du problème en invoquant les multiples interactions qui s'établissent entre la turbulence, la convection peu profonde et les variations de frottements entre les eaux froides et chaudes et dont le bilan provoque un effet d'île chaude. L'expérience FASINEX a également fait l'objet de recherches de ce type de circulations au-dessus du front de SST par Khalsa et Greenhut (1989). Ces auteurs ont détecté leur présence à partir des séries temporelles de température du point de rosée et de l'humidité près de la surface, et des profils trans-front de ces paramètres. Ces auteurs ont notamment enregistré des chutes de température du point de rosée et d'humidité sur la partie chaude du front de SST qui ont été associées à la branche subsidente d'une circulation secondaire.

Le gradient de pression qui force la circulation secondaire de part et d'autre d'un front de SST (Lindzen et Nigam, 1987) est complexe car il dépend fortement de l'intensité du vent de grande échelle. Lorsque celui-ci est faible et souffle des eaux froides vers les eaux chaudes, la CLAM se développe fortement et rapidement sous l'effet du mélange turbulent vertical. Dans ces conditions, les perturbations de pression sont négatives au voisinage de la surface et positives au niveau de l'inversion et les forces de pressions s'inversent entre la base et le sommet de la CLAM. Cette distribution de pression accélère le vent proche de la surface et le ralentit au sommet de la CLAM, ce qui pour effet d'homogénéiser le vent sur la verticale. En conditions de vent fort, le mélange vertical n'a pas le temps de modifier l'épaisseur de la CLAM, en conséquence les perturbations de pression restent confinées à proximité de la surface, et seul le vent en basse couche accélère au-dessus des eaux chaudes (Spall, 2007a).

2.2.3 La Couche de Mélange Océanique

Les fronts, tels que le Gulf-Stream ou le Kuroshio, et les tourbillons sont des objets importants de la circulation océanique car ils participent à l'équilibre énergétique global. Les tourbillons de méso-échelle ont des tailles de l'ordre de 50 à 200 km et des extensions verticales allant jusqu'à 2000 mètres. Leur signature altimétrique (LeTraon et Morrow, 2001) et infra-rouge (Johannessen et al., 1996) sont claires car ces tourbillons ont des anomalies de hauteur dynamique et de température en surface fortes. Cependant les images satellite infra-rouge révèlent aussi la présence de structures tourbillonnaires et filamenteuses de petite échelle ou de sub-mésoéchelle situées autour et entre les tourbillons de méso-échelle et au voisinage des fronts océaniques (Ledwell et al., 1993). Ces structures ont des échelles de l'ordre d'une dizaine de kilomètres et les mouvements verticaux qui y prennent place jouent un rôle capital dans la détermination des caractéristiques thermodynamiques et dynamiques (température, sel, densité, courant) et bio-géochimiques (oxygène, plancton, matière organique, etc ...) de la couche de mélange océanique. C'est pourquoi les mouvements verticaux font l'objet de nombreuses études expérimentales, académiques et numériques.

Etant donné que la vitesse verticale ne peut être déduite de mesures directes, des méthodes diagnostiques ont été développées pour déduire ce paramètre à partir des champs de densité et de courants horizontaux (Leach, 1987; Tintoré et al., 1991; Fiekas et al., 1994). Ces méthodes sont fondées soit sur **i)** l'équation de la densité **ii)** l'équation de la vorticit   ou **iii)** l'"omega"-  quation (ω -  quation; Hoskins et al., 1978). Les r  sultats num  riques de Strass (1994) ont montr   la sup  riorit   de l' ω -  quation sur les deux autres m  thodes car celle-ci combine les for  ages thermodynamique et dynamique. Il est int  ressant de noter que l'  quation de la densit   pr  voit des vitesses verticales maximales en lien avec des anomalies de densit   maximales ($w > 0$ si $\Delta\rho > 0$, et inversement). Or les observations satellite et in-situ montrent que les maxima des anomalies de hauteur

dynamique et de production primaire ont lieu dans les gros tourbillons (Robinson et al., 1993 ; Allen et al., 1996). Ces observations associées à l'équation de densité suggèrent que les transports verticaux majeurs s'organisent essentiellement à l'intérieur des structures de mésoéchelle. Ce point de vue est partagé par certains auteurs (Abraham et al., 2000 ; Lopez et al., 2001 ; Martin, 2003 ; Lehahn et al., 2007) qui considèrent les structures de sub-mésoéchelle comme des zones de dispersion turbulente exemptes de mouvements verticaux. Cette approche conceptuelle suppose donc que l'espace inter-tourbillonnaire est un désert dynamique en terme de transport vertical.

Cette vision n'est pas partagée par d'autres auteurs (Spall et Richards, 2000 ; Lévy et al., 2001 ; Mahadevan et Campbell, 2002) qui pensent que les structures de sub-mésoéchelle, qui connectent les tourbillons et les fronts de méso-échelle entre eux, sont au contraire le siège de mouvements verticaux intenses. Les observations in-situ réalisées à haute résolution spatiale à travers des fronts de densité de petite échelle (10 km dans le sens du gradient) ont conduit à des estimations de vitesses verticales de l'ordre de $50m/j$ proche de la surface, même pour de faibles gradients horizontaux de densité (Pollard et Regier, 1992 ; Rudnick, 1996 ; Allen et al., 2005). D'autre part, Strass (1992) a montré des concentrations maximales de chlorophille à la périphérie - et non au centre - des tourbillons et dans les fronts à sub-mésoéchelle. Les simulations numériques à haute résolution (Lévy et al., 2001 ; Mahadevan et Campbell, 2002) confirment aussi l'existence de petites échelles très énergétiques.

L'impact de la sub-mésoéchelle par rapport à la mésoéchelle en terme d'injection de traceurs des couches profondes dans la couche de mélange a été étudié par Martin et al. (2002). Ces auteurs ont montré que l'effet intégré du transport vertical à sub-mésoéchelle est supérieur de 140% par rapport à celui de mésoéchelle. Ce résultat confirme la présence de mouvements verticaux intenses dans les structures de sub-mésoéchelle dont la contribution au taux d'injection global de traceurs dans la couche de mélange est très significatif mais présente une variabilité spatiale très forte. En effet, en utilisant des résolutions spatiales de 2 et 6 km, Lévy et al. (2001) ont montré que les champs de vitesse verticale simulés sont très différents en raison de l'émergence de fines structures dans la simulation à haute résolution qui n'existe pas à plus basse résolution. L'apparition de petites structures à haute résolution (2 km) accroît la variance du champs de w d'un facteur 3 et les taux de subduction et d'obduction d'un facteur 2 par rapport à la simulation à plus basse résolution (6 km). Ce résultat est conforme aux distributions spatiales en forme de "patch" ou de filaments de la SST et de la chlorophille observés par satellite. Ces résultats s'obtiennent au prix d'une résolution spatiale élevée.

Les interactions entre le vent et les structures de méso-échelle ou sub-méso-échelle associées à des fronts, tourbillons ou filaments mettent en jeu des mécanismes complexes. Une des raisons est que le système océan-atmosphère est couplé. Les modifications atmosphériques induites par les structures océanique de méso-échelle rétro-agissent sur la CMO puis sur l'océan profond. Par exemple, les anomalies du rotationnel et de la divergence

de la tension du vent de surface associées aux structures océaniques (front, tourbillon, filament) rétro-agissent sur la CMO via une modification du pompage d'Ekman (Chelton et al., 2004).

Le cas d'un vent uniforme soufflant sur une zone barocline océanique dans la direction du courant est une configuration intéressante, car elle induit une circulation secondaire agéostrophique fortement frontogénétique dans l'océan. L'action du vent induit un transport d'Ekman qui exporte les eaux denses vers le côté léger du front, et le flux d'énergie associé à ce transport est de l'ordre de $5000 W m^{-2}$ (Thomas et al., 2005), soit 10 à 100 fois plus fort que les flux de surface. Ce flux de flottabilité force le déclenchement de la convection océanique dans la région frontale ainsi que la circulation agéostrophique associée transverse au front. Cette circulation accélère le jet frontal via la force de Coriolis et intensifie la vorticité, le transport d'Ekman et le flux de flottabilité associés. La répétition de ce processus conduit à une rapide intensification du front sur quelques périodes inertielles. La circulation verticale associée à la circulation secondaire se caractérise par de la subduction du côté dense du front et par une branche ascendante dans la zone frontale et dans sa partie légère. Le déficit marqué de vorticité potentielle, provoqué par le transport d'Ekman de flottabilité, est un marqueur de la zone de subduction dans laquelle le champ de densité est réajusté par la circulation agéostrophique (Thomas et al., 2010). De même l'upwelling accroît fortement la stratification du côté léger du front (Thomas et al., 2005). Ce mécanisme pourrait jouer un rôle majeur dans la production des eaux modales au niveau des fronts, notamment à l'échelle climatique. En effet Yasuda et Hanawa (1997) ont attribué la variabilité décennale des eaux modales associées au Kuroshio aux changements du transport de flottabilité d'Ekman et non aux changements des flux de surface. Cet exemple montre que la frontogénèse induite par le vent peut être particulièrement active à l'échelle des grands fronts océaniques qui ont un impact global.

Dans le même ordre d'idée, Paci et al. (2005, 2007) et Giordani et al. (2005a,b) ont montré que la production des eaux modales dans l'Atlantique Nord (expérience POMME, 2001 ; Mémery et al., 2005) a totalement été structur e par les tourbillons de méso-échelle. Ces résultats ont hissé le rôle des structures océaniques de méso-échelle dans la production des eaux profondes et intermédiaires au rang des approches climatologiques de grande échelle (Marshall et al., 1993). D'autre part, ces résultats ont souligné l'importance de mettre en cohérence les bilans nets de masse et de chaleur en surface avec les évolutions des caractéristiques thermohaline et dynamique de la CMO à petite échelle (Caniaux et al., 2005a,b) afin d'obtenir des simulations réalistes à l'échelle annuelle. Les fortes vitesses verticales qui prennent place dans les structures de méso-échelle et subméso-échelle ont d'importantes conséquences non seulement sur le transport des propriétés physiques à travers la thermocline (Leach, 1987 ; Fischer et al., 1989) mais également sur la production primaire et la distribution spatio-temporelle du phytoplancton et de la chlorophylle en surface et dans la CMO (Lévy et al., 2005). Le couplage entre biologie marine et dynamique océanique affecte la couleur et la turbidité des eaux superficielles avec des conséquences majeures sur le cycle diurne de la SST et la stratification des couches superficielles de

l'océan (Wade et al., 2010).

Les conclusions des études océanographiques à échelle fine ont pointé l'importance des résolutions utilisées dans les modèles d'océan. En effet Lapeyre et Klein (2006) ont montré que la moitié du transport vertical est assurée par les structures de sub et méso-échelle constituées par les fronts, tourbillons et filaments. En conséquence un modèle dont la résolution est supérieure au rayon de déformation de Rossby s'expose à simuler un désert dynamique entre les structures de grandes échelles. Une résolution horizontale élevée permet à l'énergie cinétique du vent en surface d'être transportée jusqu'à de fortes profondeurs ($\simeq 2000m$) par les ondes d'inertie-gravité avec des conséquences sur la circulation thermohaline (Klein, 2008). Il s'agit donc d'un mécanisme de couplage entre échelle rapide et échelle lente.

2.3 Synthèse

Le rôle des petites échelles océaniques dans les réponses de la CLAM et la CMO est une question encore ouverte. Par exemple la corrélation positive entre les anomalies de vent et de SST n'a toujours pas trouvé d'explications satisfaisantes. En effet certains auteurs (Sweet et al., 1981 ; Wallace et al., 1989 ; Hayes et al., 1989) attribuent les fortes corrélations SST-vent dans la CLAM aux effets de la stabilité de surface sur le mélange vertical alors que d'autres auteurs (Lindzen et Nigam, 1987 ; Huang et Raman, 1988 ; Wai et Stage, 1989 ; Warner et al., 1990) mettent en avant le rôle des circulations secondaires et des gradients de pression induits par un front océanique tandis que Spall (2007a) l'attribue à un transfert de quantité de mouvement d'une composante à l'autre pour ajuster la force de Coriolis à la force de pression. Cela traduit bien le fait que notre vision est encore largement parcellaire et souffre de l'absence de schéma intégrateur dans lequel les processus viennent s'articuler autour de quelques principes fondamentaux. Small et al. (2008) parle de la nécessité d'assembler le puzzle des processus pour avancer dans notre compréhension.

Bien que la vitesse verticale soit d'un ordre de grandeur inférieur à la circulation horizontale, tous ces exemples montrent que ce paramètre joue un rôle central dans la dynamique des couches limites océanique et atmosphérique. En effet la vitesse verticale est le paramètre par lequel tout fluide géophysique restaure ses équilibres fondamentaux et ses quantités conservatrices à savoir : l'hydrostatisme, l'équilibre du vent thermique et la vorticité potentielle. Ces équilibres sont perturbés par les forçages dynamiques et thermiques dont les flux qui s'exercent dans la CLAM, la CMO et à leurs interfaces. A ce titre, la vitesse verticale est un paramètre intégrateur des modifications du vent ou du courant induites par les forçages s'exerçant sur l'atmosphère et l'océan.

Nous comprenons la Nature en lui résistant (Gaston Bachelard, extrait de "*La formation de l'esprit scientifique*")

Chapitre 3

Diagnostiquer Localement pour Comprendre Globalement

L'approche mathématique la plus complète de la circulation agéostrophique et de ses forçages a certainement été faite par les spécialistes de la frontogénèse atmosphérique des latitudes moyennes. En effet, les travaux de Sawyer et Eliassen (1962) ont conduit à une équation diagnostique liant explicitement la circulation agéostrophique au forçage géostrophique de déformation thermique - qui est un terme source de la fonction frontogénétique $\frac{d}{dt} \left(\vec{\nabla}_h T \right)$ - dans le cadre de l'hypothèse quasi-géostrophique (QG). Cependant les approches bidimensionnelles QG ou au mieux semi-géostrophique (SM ; advection horizontale prise en compte) (Keyser et Pecnick ; 1985a,b, 1987) ne prennent pas en compte les processus turbulents et diabatiques. Ces hypothèses de construction sont trop restrictives pour être appliquées à des études de couche limite à nombres de Rossby élevés.

3.1 Une Base Forte : l'Equilibre du Vent Thermique

Ma contribution à l'étude des circulations secondaires et des vitesses verticales associées est une généralisation des équations de Sawyer - Eliassen (1962) et de la forme d'Hoskins de l'équation aux vitesses verticales (ω -équation) fondée sur le concept des **Q**-vecteurs (Hoskins et al., 1978). J'ai proposé une extension de ces équations au cadre 3D du système d'équations primitives (PE) et l'introduction d'un **Q**-vecteur associé aux flux turbulents de quantité de mouvement et diabatiques. Les formulations originales et complètes sont disponibles dans Giordani et Planton (2000) pour l'atmosphère et dans Giordani et al. (2006) pour l'océan. En s'affranchissant des hypothèses quasi-géostrophique

et semi-géostrophique, le nouveau système d'équations proposé permet d'identifier toutes les causes de destruction de l'équilibre du vent thermique génératrices de circulations agéostrophiques dans l'atmosphère et l'océan. Ce système est applicable aux écoulements non-linéaires à nombre de Rossby élevé et donc aux couches limites atmosphérique et océanique. C'est là l'originalité de ce travail.

3.2 La Circulation Agéostrophique

La genèse des circulations agéostrophiques est fondée sur la destruction de l'équilibre du vent thermique ou la production de déséquilibre du vent thermique. Le déséquilibre du vent thermique ou "Thermal Wind Imbalance" (TWI) s'exprime par :

$$\begin{cases} TWI(x) = f \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial b}{\partial y} = f \frac{\partial u_{ag}}{\partial z} \\ TWI(y) = f \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial b}{\partial x} = f \frac{\partial v_{ag}}{\partial z} \end{cases} \quad (3.1)$$

où $\vec{U}_{ag}(u_{ag}, v_{ag})$ est la composante horizontale agéostrophique du vent \vec{U} et $b = \frac{g}{T_0}(T - T_r(z))$ représente la flottabilité et $T_r(z)$ une température de référence uniquement fonction de z et $T_0 = Cte$ la température moyenne de la CLAM. Les causes de destruction de l'équilibre du vent thermique étant les sources de la circulation agéostrophique, son équation diagnostique se déduit de la tendance Lagrangienne de \vec{TWI} , qui s'écrit comme suit :

$$\frac{d\vec{TWI}}{dt} = \frac{d}{dt} \left(f \frac{\partial \vec{U}_{ag}}{\partial z} \right) \quad (3.2)$$

La séparation des termes agéostrophiques linéaires des autres termes conduit à l'établissement de l'équation de la circulation agéostrophique dont on trouvera le détail des développements dans Giordani (1997). La relation qui lie la circulation agéostrophique à ses sources s'écrit :

$$-f^2 \frac{\partial \vec{U}_{ag}}{\partial z} + N^2 \vec{\nabla}_h w = 2\vec{Q}_{tg} + 2\vec{Q}_{tag} + \vec{Q}_{th} + \vec{Q}_{dag} + \vec{Q}_{dm} + \vec{Q}_{dr} \quad (3.3)$$

L'équation 3.3 généralise les formulations de Sawyer-Eliassen (1962) au système PE. Le membre de droite de l'équation 3.3 contient les sources de TWI qui détruisent l'équilibre du vent thermique et que l'on appelle les \mathbf{Q} -vecteurs. Le membre de gauche regroupe la circulation agéostrophique $\vec{U}_{ag}(u_{ag}, v_{ag}, w)$ qui tend à restaurer cet équilibre. Les expressions des \mathbf{Q} -vecteurs sont données ci dessous :

Forçage Thermique Géostrophique : \vec{Q}_{tg} **Forçage Thermique Turbulent :** \vec{Q}_{th}

$$\left\{ \begin{array}{l} Q_{tgx} = -\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial x} - \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial y} \\ Q_{tgy} = -\frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial x} \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l} Q_{thx} = -\frac{g}{\rho C_p T_0} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial F_{\alpha_i}}{\partial \alpha_i} \right) \\ Q_{thy} = -\frac{g}{\rho C_p T_0} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial F_{\alpha_i}}{\partial \alpha_i} \right) \end{array} \right.$$

Forçage Thermique Agéostrophique :

\vec{Q}_{tag}

Forçages Dynamique Turbulent : \vec{Q}_{dm}

$$\left\{ \begin{array}{l} Q_{tagx} = -\frac{\partial u_{ag}}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial x} - \frac{\partial v_{ag}}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial y} \\ Q_{tagy} = -\frac{\partial v_{ag}}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial u_{ag}}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial x} \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l} Q_{dmx} = f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{y\alpha_i}}{\partial \alpha_i} \right) \\ Q_{dmy} = -f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{x\alpha_i}}{\partial \alpha_i} \right) \end{array} \right.$$

Forçage Dynamique Agéostrophique :

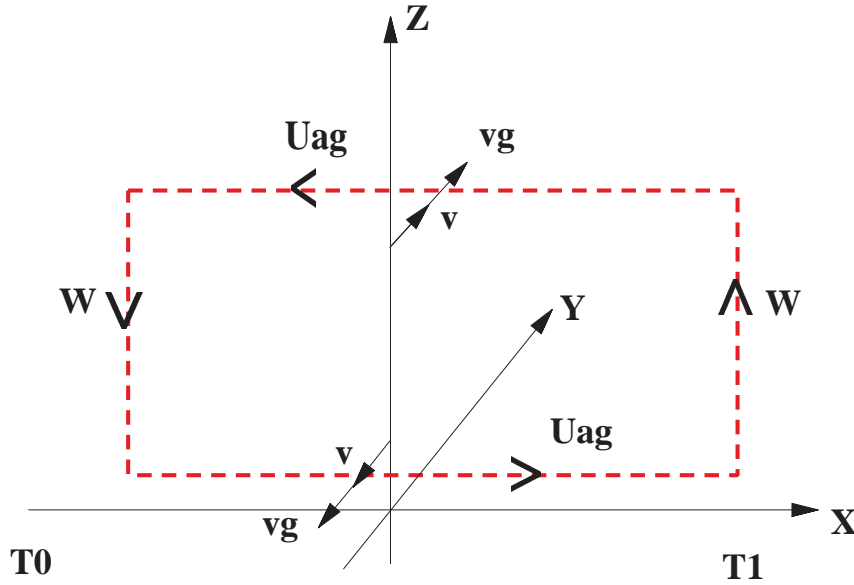
\vec{Q}_{dag}

Forçage Résiduel Agéostrophique :

\vec{Q}_{dr}

$$\left\{ \begin{array}{l} Q_{dagx} = f \left(\frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u_{ag}}{\partial z} - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v_{ag}}{\partial z} \right) \\ Q_{dagy} = f \left(\frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial u_{ag}}{\partial z} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v_{ag}}{\partial z} \right) \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l} Q_{drx} = \frac{d}{dt} \left(f \frac{\partial v_{ag}}{\partial z} \right) \\ Q_{dry} = -\frac{d}{dt} \left(f \frac{\partial u_{ag}}{\partial z} \right) \end{array} \right.$$

Les forçages $\vec{Q}_{tw} = \vec{Q}_{tg} + \vec{Q}_{tag}$ et \vec{Q}_{th} sont dits thermiques car ils altèrent l'équilibre du vent thermique en agissant sur le champ de température. Les forçages \vec{Q}_{dag} , \vec{Q}_{dm} et \vec{Q}_{dr} sont dits dynamiques car ils altèrent l'équilibre du vent thermique en agissant sur le champ de vent. Les forçages thermique et dynamique turbulents sont représentés par les vecteurs \vec{Q}_{th} et \vec{Q}_{dm} , respectivement. Dans les hypothèses QG et SM, les forçages \vec{Q}_{dag} , et \vec{Q}_{dr} sont nuls car la circulation agéostrophique est supposée rétablir à tout instant



Cas : $T1 > T0$ et $(2Qg + Qh) > 0$

FIG. 3.1 – Fonction de courant (ψ) induite par les forçages thermiques géostrophique $Q_{tgx} = -\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial x}$ (terme de confluence) et turbulent $Q_{thx} = -\frac{g}{\rho C_p T_0} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial F_{\alpha_i}}{\partial \alpha_i} \right)$ positifs dans la section (x, z) . Les forçages Q_{tgx} et Q_{thx} intensifient le gradient thermique horizontal $\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)$.

l'équilibre du vent thermique ($\overline{TWI} = \vec{0}$).

Le cas d'un front atmosphérique bidimensionnel orienté dans le plan (y, z) est une configuration qui permet d'illustrer simplement la mise en place d'une circulation agéostrophique dans le plan (x, z) transverse au front (Fig. 3.1). Dans le cadre QG, la circulation agéostrophique, représentée par la fonction de courant ψ , est décrite par l'équation :

$$f^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} + \frac{\partial b}{\partial z} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = -2Q_{tgx} + Q_{thx} \quad (3.4)$$

Le forçage $Q_{tgx} = -\left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial x} \right)$ représente le terme de confluence du vent géostrophique sur le gradient de température $\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)$. Ce terme est un des mécanismes par lequel l'équilibre géostrophique tend à s'auto-détruire et constitue ainsi une source du mouvement agéostrophique (Hoskins, 1978).

Ainsi si le forçage thermique Q_{tqx} accroît, comme sur la Figure (3.1), ou diminue le gradient thermique ($\frac{\partial T}{\partial x}$), l'équilibre du vent thermique parallèle au front (axe "y") s'en trouve perturbé. Une circulation agéostrophique s'établit alors dans le plan (x, z) , de façon à rétablir en permanence cet équilibre en s'opposant à l'évolution temporelle du gradient thermique ($\frac{\partial T}{\partial x}$). Par conséquent la circulation agéostrophique joue le rôle de rappel au géostrophisme selon l'axe "y" mis en défaut par le forçage Q_{tqx} agissant selon l'axe trans-front "x".

La même analyse peut être conduite avec le forçage thermique turbulent \vec{Q}_{thx} agissant dans l'axe trans-front. Pour simplifier, on suppose une décroissance linéaire du flux turbulent avec l'altitude dans la couche limite d'épaisseur h . Dans ces conditions le forçage Q_{thx} s'exprime comme :

$$Q_{thx} = -\frac{g}{\rho C_p T_0 h} \frac{\partial F_0}{\partial x} \quad F_0 : \text{flux de chaleur en surface}$$

Q_{thx} est donc proportionnel au gradient horizontal du flux turbulent de chaleur en surface F_0 et a pour effet de chauffer l'atmosphère de façon différentielle. On retrouve ce terme dans l'équation de la frontogénèse. Ce chauffage différentiel, positif dans le cas de la Figure 3.1, intensifie le gradient horizontal de température ($\frac{\partial T}{\partial x}$) qui pousse l'atmosphère hors de l'équilibre du vent thermique et induit donc une réponse agéostrophique antagoniste.

L'équation 3.4 dans sa forme QG ou SM a largement été utilisée dans de nombreuses études analytiques portant sur la brise de mer (Rotunno 1983), sur la perturbation d'écoulements au-dessus d'une source chaude localisée (Dalu, 1991 ; Lin, 1987, 1989 ; Hsu, 1987) ou sur la frontogénèse bidimensionnelle (Keyser et Pecnick, 1987). Dans les modèles de brises, le gradient horizontal du flux de chaleur en surface est induit par le cycle diurne de F_0 sur terre. Ainsi, le modèle de brise de mer apparait ici comme un cas particulier du système 3.3. Lorsque d'autres forçages interviennent, la circulation agéostrophique répond à la résultante de ces forçages. Dans ces conditions l'intérêt est de distinguer l'effet de chacun d'eux sur la circulation agéostrophique.

3.3 L'Equation aux Vitesses Verticales

L'équation généralisée (3.3) de la circulation agéostrophique conduit à une extension de la forme d'Hoskins (1978) de la vitesse verticale :

$$\begin{cases} f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \frac{\partial b}{\partial z} \nabla_h^2 w = \vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{tot} \\ \vec{Q}_{tot} = 2\vec{Q}_{tg} + 2\vec{Q}_{tag} + \vec{Q}_{th} + \vec{Q}_{dag} + \vec{Q}_{dm} + \vec{Q}_{dr} \end{cases} \quad (3.5)$$

Dans la théorie QG proposée par Hoskins et al. (1978) la seule source de vitesse verticale est géostrophique $\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{tg}$ alors que dans le cadre PE on en dénombre 5. Cette forme généralisée de l' ω -équation est particulièrement intéressante car elle permet d'identifier les sources de vitesse verticale pour un large spectre d'écoulements, allant de l'échelle synoptique à la sub méso-échelle. En ce sens, cette ω -équation est moins restrictive que son homologue QG. On remarquera néanmoins que le formalisme d'Hoskins a été conservé.

S'il existe un mode dominant dans les champs w et \vec{Q}_{tot} , on montre alors qu'il y a proportionnalité entre le champ de vitesse verticale et la divergence du forçage total \vec{Q}_{tot} :

$$w \propto -\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{tot}$$

Dans ces conditions il est possible de diagnostiquer le signe de la vitesse verticale à partir du signe de la divergence du forçage \vec{Q}_{tot} . Ainsi une vitesse verticale ascendante ($w > 0$) sera associée à une convergence du vecteur \vec{Q}_{tot} ($\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{tot} \leq 0$), tandis qu'une subsidence $w < 0$) sera liée à une divergence de \vec{Q}_{tot} ($\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{tot} \geq 0$). Il s'agit là d'une estimation qualitative de la vitesse verticale.

Par exemple, si l'on considère le cas le plus simple de la brise de mer où seuls les flux turbulents de chaleur en surface F_0 forcent l'atmosphère initialement au repos, alors les vitesses ascendantes sont trouvées dans les zones où la courbure du champ F_0 est négative ($\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_h = \nabla^2 F_0 \leq 0$), c'est-à-dire dans les régions en phase de réchauffement. Cette approche en \mathbf{Q} -vecteur établit donc un lien explicite entre le Laplacien du flux de chaleur et la circulation de brise. Parallèlement, Minobe et al. (2008) établissent un lien statistique entre le Laplacien des flux de chaleur latente (et de la pression) aux fortes vitesses verticales au dessus du Gulf-Stream. Il y a ici une analogie qui montre que les \mathbf{Q} -vecteurs sont les processus physiques qui couplent les échanges diabatique et dynamique à la circulation. C'est là la puissance de cette approche.

On peut montrer que la divergence des forçages thermiques \vec{Q}_h et \vec{Q}_v , sont des termes sources de la tendance de la courbure du champ de température ($\nabla_h^2 T$). Ainsi lorsque l'un des forçages $\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_h = \nabla^2 F_0$ ou $\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_v$ est négatif (positif), il génère la création d'une bulle chaude (goutte froide) et donc une courbure négative (positive) dans le champ de

température à laquelle est associée une ascendance (subsidence). On voit donc ici le lien existant entre la déformation du champ thermique et la vitesse verticale qui en découle.

Notations

Les termes sources de vitesse verticale dans l'atmosphère et l'océan sont désignés comme suit dans la suite de ce manuscrit :

- Forçage thermique turbulent : $D_{th} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{th}$
- Forçage thermique cinématique géostrophique : $D_{tg} = -2\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{tg}$
- Forçage thermique cinématique agéostrophique : $D_{tag} = -2\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{tag}$
- Forçage thermique cinématique : $D_{tw} = D_{tg} + D_{tag}$
- Forçage dynamique turbulent : $D_{dm} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{dm}$
- Forçage dynamique par déformation du déséquilibre du vent thermique : $D_{dag} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{dag}$
- Forçage dynamique par transport et tendance locale du déséquilibre du vent thermique : $D_{dr} = -\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{dr}$

Chapitre 4

La Modélisation Atmosphérique Régionale

Comment les flux à l'interface air-mer influencent-ils la circulation de la CLAM ? Cette question est au coeur de mes travaux de recherches sur l'atmosphère. Si l'on fait référence à la brise de mer, la réponse à cette question peut paraître simple. En réalité l'état de l'art présenté dans l'introduction montre qu'elle ne l'est pas.

4.1 L'Atlantique Subtropical

L'expérience SEMAPHORE (1993) m'a permis d'étudier cette question en profondeur. Cette campagne a participé à l'effort global de compréhension du système dynamique océan-atmosphère en apportant sa contribution dans le domaine de la méso-échelle en régions subtropicales (Eymard et al., 1996 ; Giordani, 1997). Les observations bateaux et aéroportées collectées pendant SEMAPHORE ont conjointement documenté le front thermique océanique des Açores (Figure 4.1) et l'atmosphère en conditions anticycloniques, c'est à dire dans un contexte de forçage atmosphérique synoptique faible. Malgré des gradients de SST modestes pour ne pas dire faibles ($\simeq 1^{\circ}C/100km$; Fig.4.1), les observations collectées les 11, 12 et 13 Novembre 1993 par l'avion (Arat) de part et d'autre du front océanique le long du transect [A,B] (voir Figures 4.1 et 4.2) mettent clairement en évidence des couches limites plus développées et plus chaudes au-dessus des SST chaudes par rapport aux régions de SST froides. Ces configurations s'accompagnent d'un accroissement de $3^{\circ}C$ de la SST et de $40W.m^{-2}$ du flux de flottabilité en surface de part et d'autre du front océanique. Ces caractéristiques sont cohérentes avec les profils verticaux

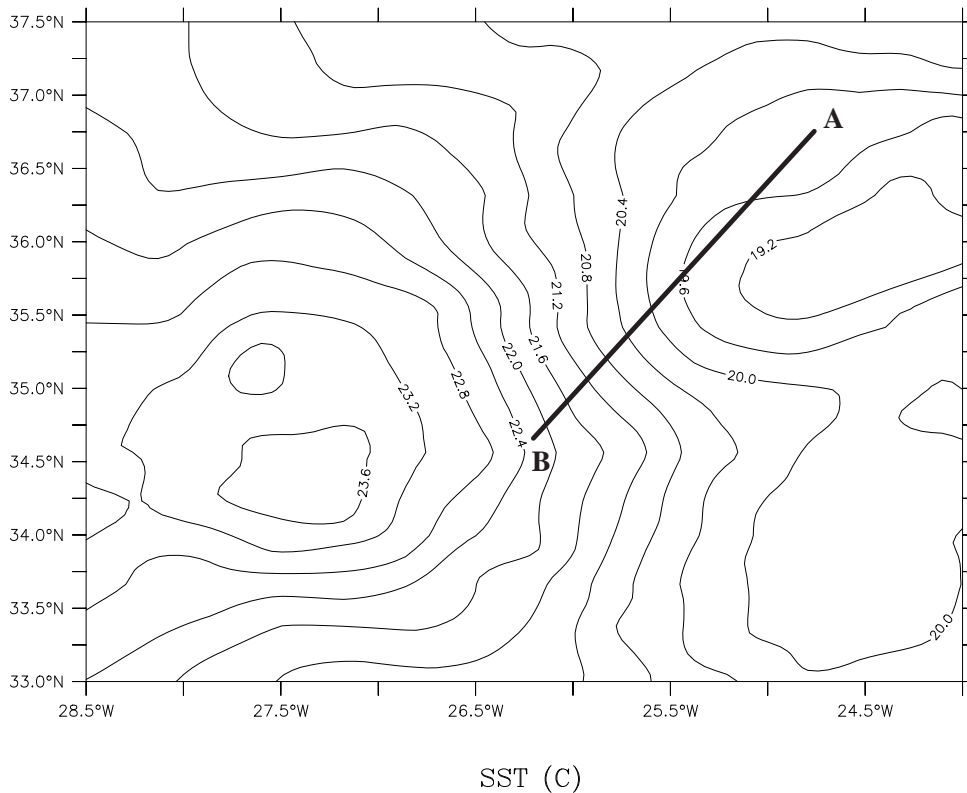


FIG. 4.1 – Analyse de SST ($^{\circ}C$) à la mi Novembre 1993 décrivant le front thermique océanique des Açores observé pendant la campagne SEMAPHORE. La section [A,B] représente la trajectoire de l’avion qui a documenté la CLAM sur 3 niveaux superposés de la partie froide du front océanique (point A) vers la partie chaude (point B).

observés (Lambert et al., 1997) et simulés (Giordani et al., 1997, 1998) des flux turbulents et d’énergie cinétique turbulente dans la CLAM. Les observations dans la couche limite révèlent aussi un vent de secteur nord-est à est soufflant des eaux froides vers les eaux chaudes. Ce type de situation est la plus favorable au développement d’une couche limite turbulente et instable (Kwon et al., 1998). Mais l’intensification systématique du vent de la partie froide vers la partie chaude du front de SST est le fait marquant de ces 3 sections. Elle a donc fait l’objet d’une étude approfondie.

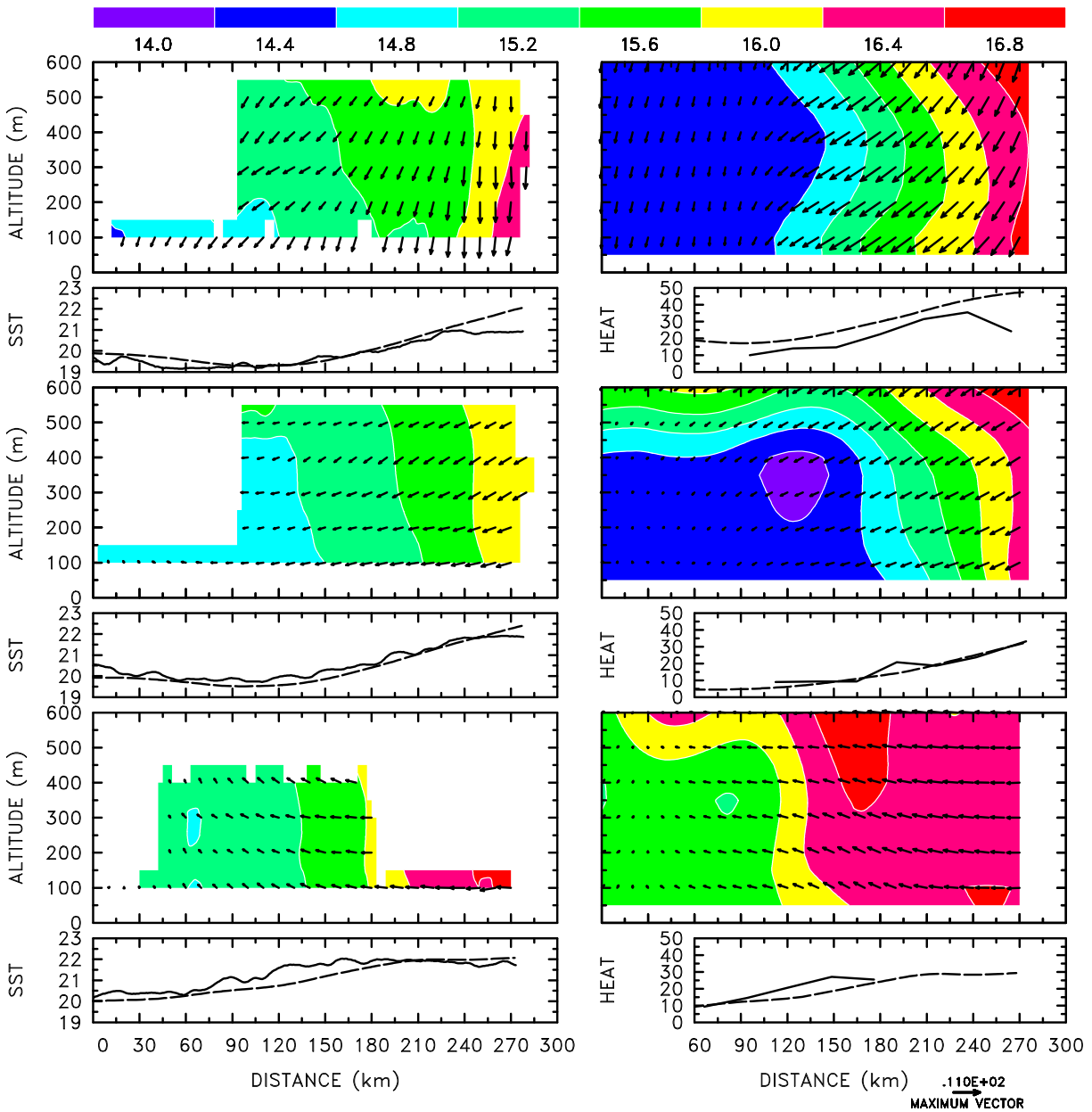


FIG. 4.2 – Superposition de la température potentielle et du vecteur vent horizontal. A gauche les observations et à droite les réanalyses le long de la section "avion" [A,B] pour le 11 Novembre 1993 (haut), le 12/11 (milieu) et le 13/11 (bas). Les directions des vents sont conformes à la rose des vents présentée sur la figure 4.3. Dans les encadrés représentant les profils de SST et de flux de flottabilité en surface le long des transects "avion", les observations sont en trait plein et les réanalyses sont en tireté.

La comparaison de la réanalyse du modèle ARPEGE à 30 km de résolution (Giordani, 1997 ; Giordani et al., 1998) et de la simulation du modèle Meso-NH non-hydrostatique à 5 km de résolution aux observations "avion" du 12 Novembre 1993 (Fig. 4.3) montre que les modèles ont la capacité de simuler correctement la dynamique de la CLAM lorsqu'ils sont forcés par un champ de SST réaliste. Cependant on note que les structures spatiales des champs de vents restitués par les deux modèles diffèrent sensiblement (Figure 4.4). Le vent observé présente un maximum d'intensité en fin de section aux alentours de 300m d'altitude ainsi qu'une forte diminution au delà de 400m. Le vent réanalysé montre une intensification uniforme du vent et une structure verticale homogène de part et d'autre du front océanique tandis-que Meso-NH simule le maximum de vent aux 2/3 de la section et un cisaillement vertical fort entre 400 et 500m d'altitude plus en accord avec les observations que la réanalyse. Ces résultats mettent clairement en évidence l'apport de la physique et de la haute résolution du modèle Meso-NH par rapport au modèle ARPEGE. L'intensification du vent Meso-NH dans la couche limite et son fort cisaillement au dessus de 400m sont entièrement portés par la composante agéostrophique (U_{ag}) et non par la composante géostrophique (Fig. 4.5). U_{ag} présente une forte circulation de retour de l'ordre de 2m/s au dessus de la couche limite vers 600m. En vertu de l'équation de continuité, on identifie sur la Figure 4.5 une forte subsidence ($w < 0$) en milieu de section en lien avec l'intensification du vent et une ascendance ($w > 0$) en fin de section en lien avec la convergence du vent. Même si elle est occultée par la circulation géostrophique de grande échelle, on constate que la composante agéostrophique complète (U_{ag}, w) contrôle les variations du vent dans la couche limite sur des échelles de l'ordre de 100km : elle est donc essentielle.

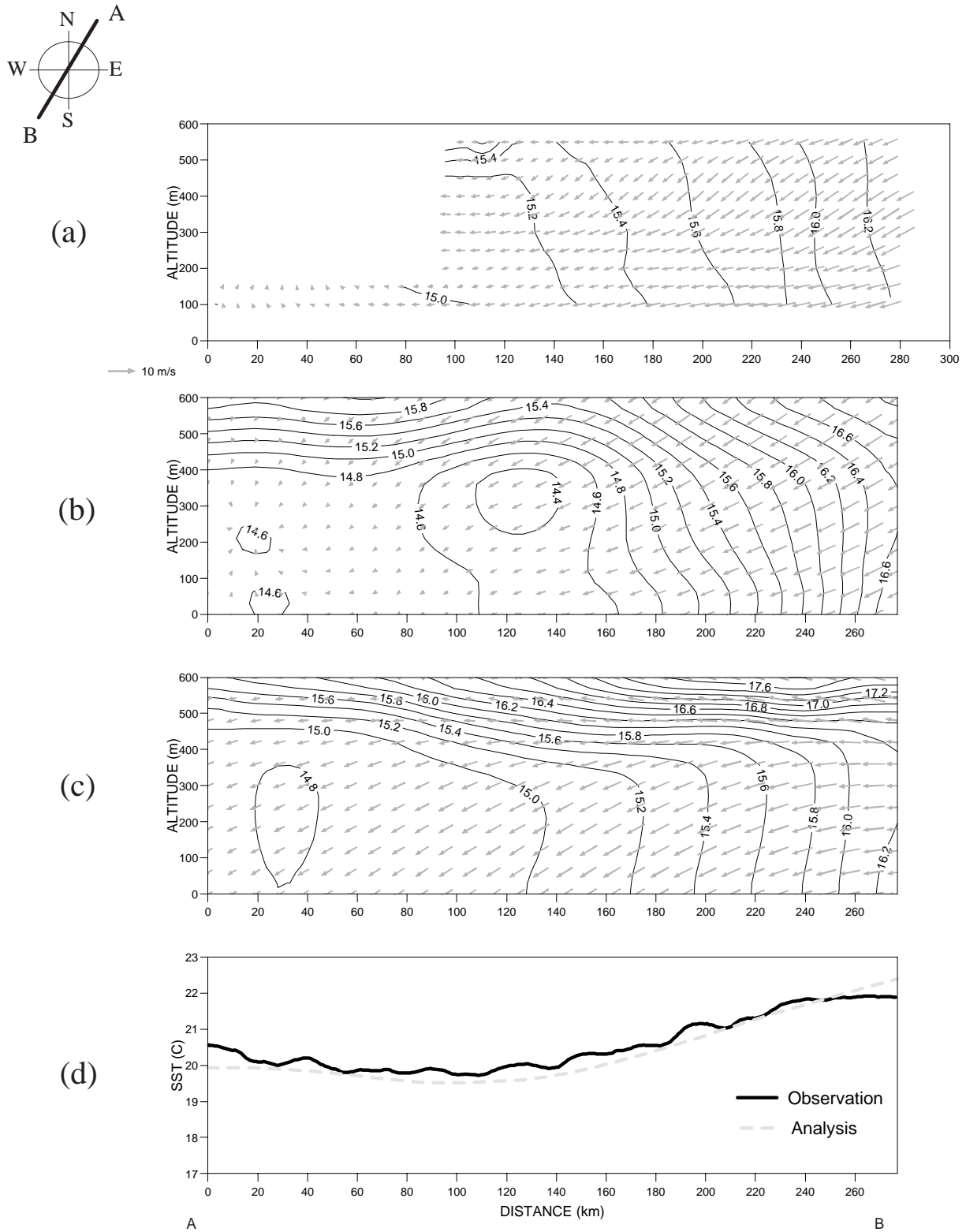


FIG. 4.3 – Superposition de la température potentielle et du vecteur vent. (a) observation, (b) réanalyse at (c) simulation dans la section "avion" [A,B] du 12 Novembre 1993. Les directions des vents sont indiquées par la rose des vents présentée en haut de la figure. (d) SST observée (trait plein) et réanalysée (tireté).

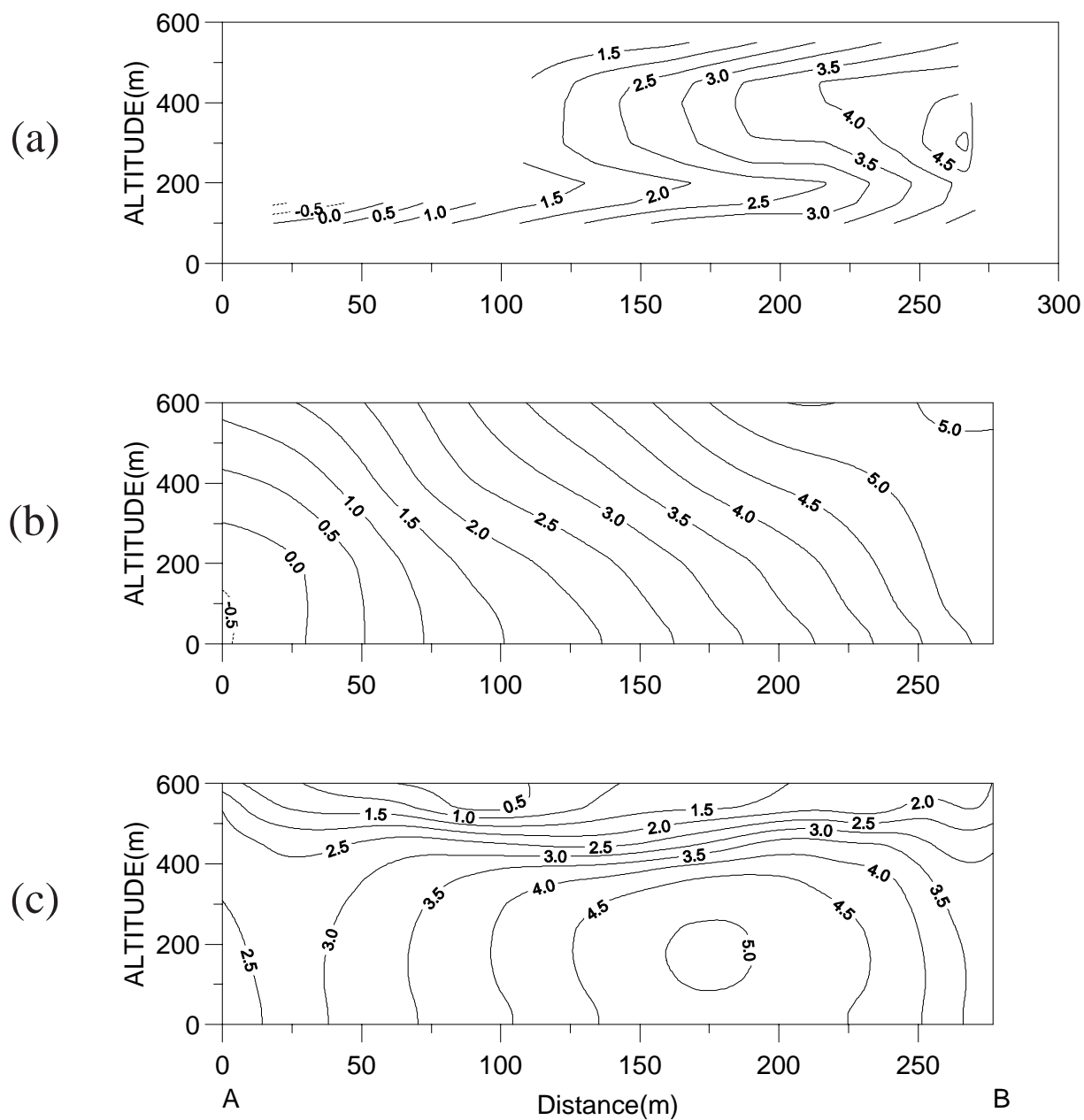


FIG. 4.4 – (a) Observation, (b) réanalyse et (c) simulation de la composante du vent dans la section verticale "avion" [A,B] le 12 Novembre 1993 à 15 TU.

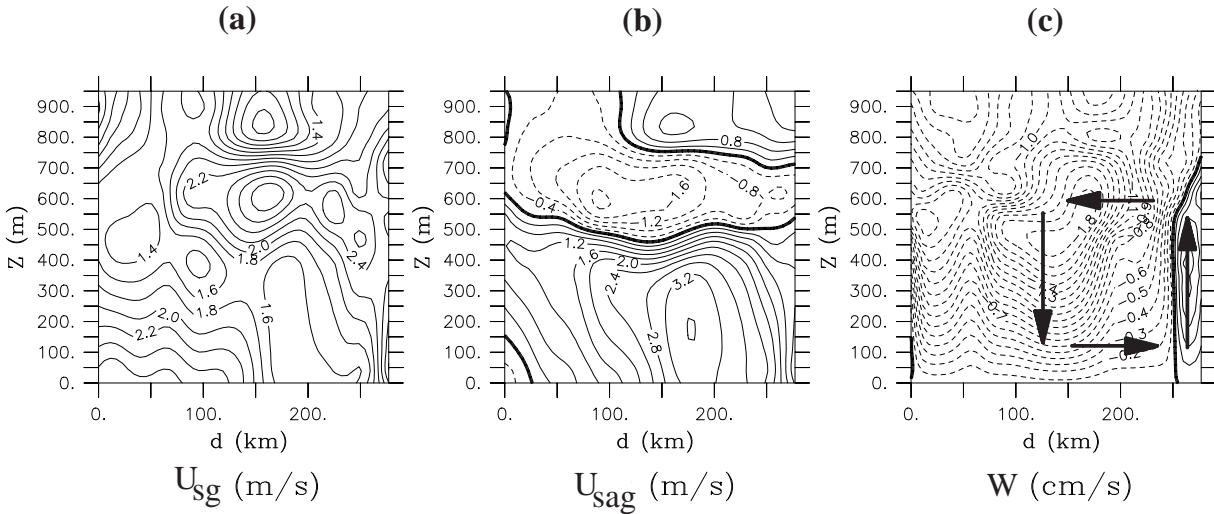


FIG. 4.5 – Simulation des composantes (a) géostrophique et (b) agéostrophique du vent et (c) de la vitesse verticale dans la section "avion" [A,B] le 12 Novembre 1993 à 15 TU.

4.1.1 Les Sources d'Agéostrophisme et de Vitesse Verticale

L'identification des sources d'agéostrophisme et de vitesse verticale est l'approche que j'ai choisie pour comprendre la dynamique de la CLAM. C'est pourquoi j'ai proposé une forme généralisée (Giordani, 1997; Giordani et Planton, 2000) de l'équation aux vitesses verticales d'Hoskins présentée dans le chapitre 3. Ici, l'objectif est d'extraire les processus physiques générateurs de TWI donc de vitesse verticale et d'agéostrophisme, non accessibles par l'équation de continuité.

Une étape essentielle dans les études de processus est la validation. Celle-ci est donnée par le réalisme des simulations de la CLAM (Fig. 4.3 et 4.4), et par le bon phasage de la vitesse verticale simulée (Fig. 4.6a) et du bilan de ses sources (D) (Fig. 4.6b) dans la section "avion".

Les sources thermiques et dynamiques de vitesse verticale présentées sur les Figures 4.6c et 4.6d respectivement, montrent qu'il n'y a pas de forçage prépondérant dans la production de vitesse verticale et de circulation agéostrophique. Ce résultat montre que cette situation réelle est loin du schéma conceptuel de la brise thermique idéalisée, dans lequel le seul processus actif est le forçage associé au flux turbulent de chaleur (D_{th}). La subsidence et l'intensification du vent en milieu de section sont principalement le résultat du forçage D_{dr} , associé à la tendance Lagrangienne du TWI . L'ascendance et la diminution du vent en fin de section sont essentiellement induites par les forçages thermiques turbulent D_{th} et cinématique D_{tw} et, dans une moindre mesure, par le forçage dynamique D_{dm} associé au flux turbulent de quantité de mouvement. Les fortes intensités

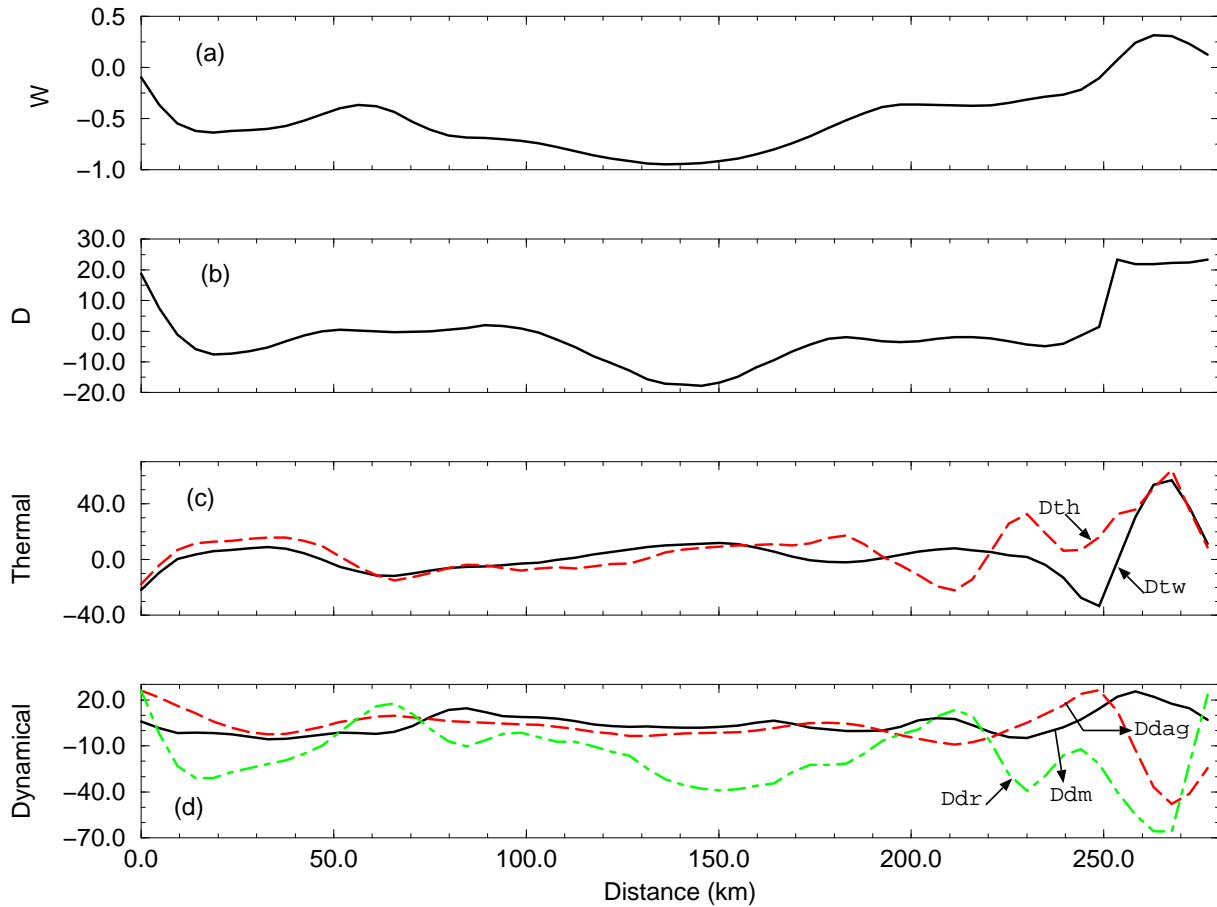


FIG. 4.6 – Moyennes sur les 200 premiers mètres au dessus de la surface dans la section verticale "avion" [A,B], (a) de la vitesse verticale w (cm/s), (b) du forçage total D , (c) des forçages thermiques D_{tw} (trait plein noir) et D_{th} (tireté rouge) et (d) des forçages dynamiques D_{dm} (trait plein noir), D_{dag} (tireté rouge) et D_{dr} (tireté long-court vert) ($K/100km^2/Jour$).

du forçage D_{dr} mettent en évidence le caractère non-stationnaire de l'écoulement, ce qui finalement invalide les théories quasi et semi-géostrophiques dans la CLAM.

L' ω -équation établit les liens entre les évolutions des champs de masse et de vent. C'est là la puissance de l'approche illustrée sur cet exemple car elle permet l'extraction des sources de TWI et donc l'identification effective des processus générateurs d'agéo-strophisme et de vitesse verticale.

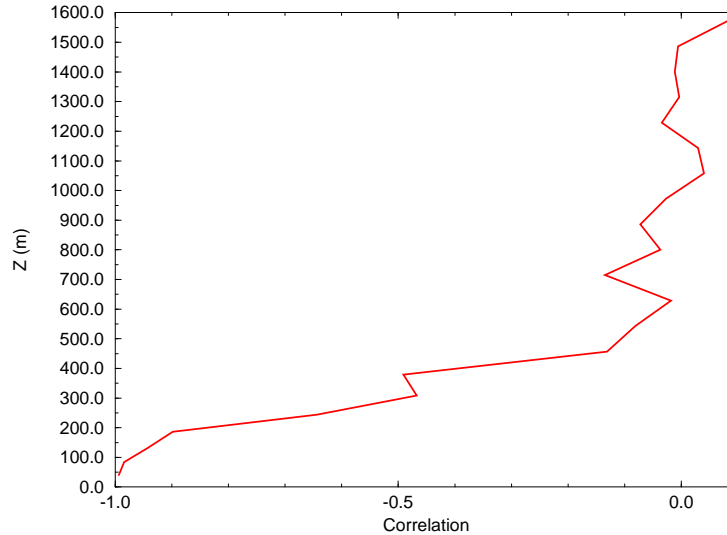


FIG. 4.7 – Profil vertical de la corrélation entre les forçages thermique D_{th} et dynamique D_a . Cette corrélation a été calculée sur l'ensemble des points du domaine de simulation.

4.1.2 Domaine d'Interaction entre Vent et Flux Turbulents de Chaleur

Une question fondamentale du couplage océan-atmosphère est d'estimer comment et sur quelle épaisseur l'océan perturbe l'écoulement atmosphérique.

Une façon de répondre à cette question est d'examiner le degré de couplage entre le forçage associé aux flux turbulents de chaleur D_{th} et les autres forçages. L'accroissement significatif des corrélations de chaque forçage dynamique avec D_{th} en deçà de 400m, excepté pour le forçage de grande échelle D_{tg} , exprime le fort couplage entre la circulation agéostrophique et les flux turbulents dans cette zone (non montré). La Figure 4.7 illustre ce couplage de façon synthétique en présentant le profil vertical de la corrélation spatiale moyenne entre D_{th} et le forçage dynamique total ($D_a = D_{tw} + D_{dm} + D_{dag} + D_{dr}$) associé à l'écoulement. La forte anti-corrélation ($r < -0.9$) entre D_{th} et D_a traduit une forte inter-régulation de la circulation et des flux turbulents de chaleur dans les 200 premiers mètres au-dessus de la surface. La forte décorrélation au-delà de 400m traduit la disparition de la production d'agéostrophisme et de vitesse verticale par les flux turbulents de chaleur.

Moyennés sur les 200 premiers mètres au-dessus de la surface, les forçages D_{th} et D_a montrent une opposition systématique et des intensités du même ordre de grandeur, dans la section "avion" (Fig. 4.8a). Il s'agit là d'un signal fort qui confirme le couplage étroit entre les flux turbulents de chaleur et la circulation agéostrophique mais sans pour autant nous renseigner comment ce couplage se met en place. L'accroissement de la SST (Fig. 4.1) et du flux de flottabilité (Fig. 4.2) dans la section "avion" indique que le forçage

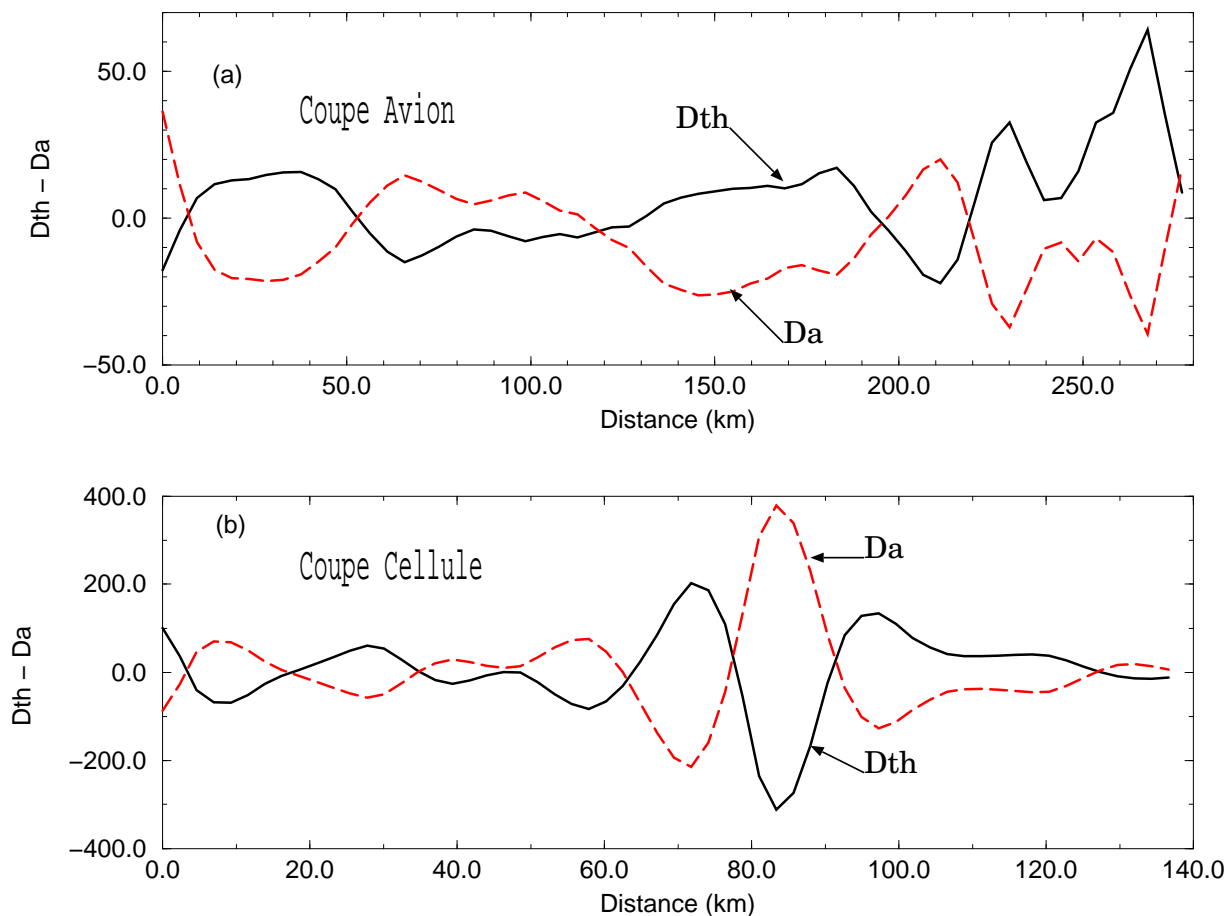


FIG. 4.8 – Moyennes sur les 200 premiers mètres au dessus de la surface des forçages thermique D_{th} (trait plein noir) et dynamique D_a (tireté rouge) ($K/100km^2/Jour$) dans la section (a) "avion" [A,B] et (b) Cellule le 12 Novembre 1993 à 15 TU.

D_{th} est piloté par le front océanique. Dans ces conditions, l'écoulement atmosphérique est contraint de s'ajuster aux flux turbulents de surface. Cet ajustement s'effectue de façon à produire un forçage dynamique net D_a antagoniste à D_{th} dans le but de minimiser le TWI .

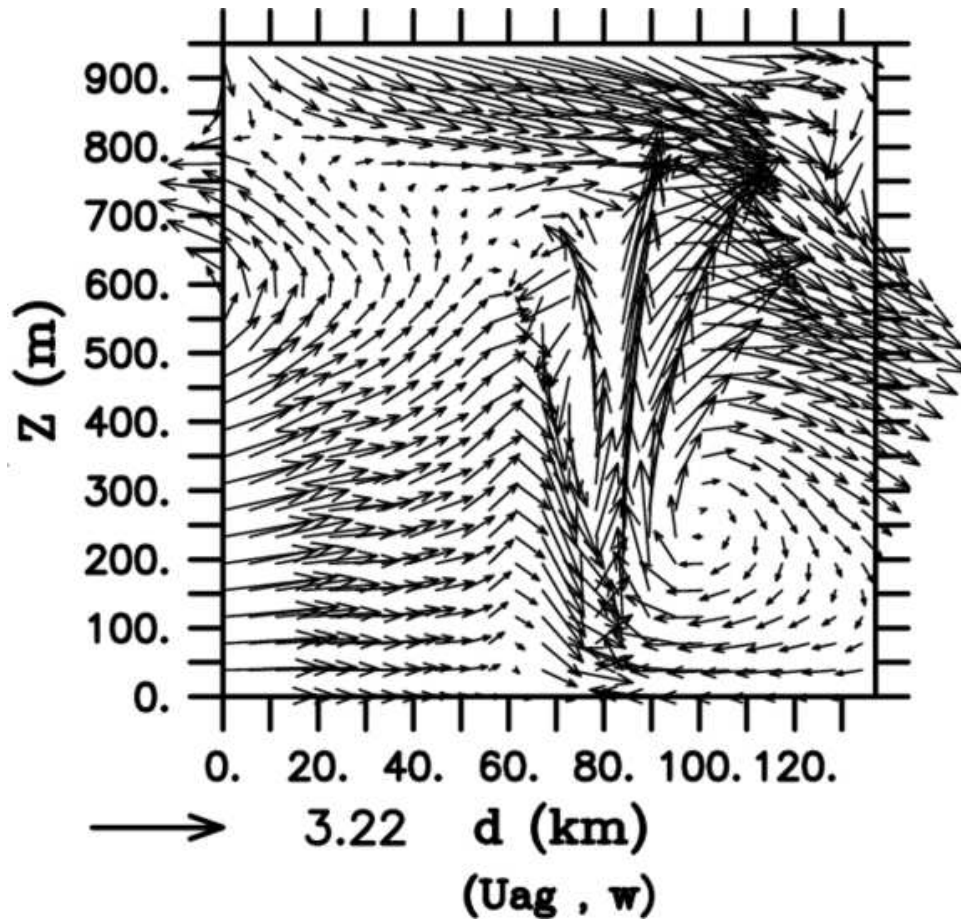


FIG. 4.9 – Circulation Agéostrophique dans la section Cellule le 12 Novembre 1993 à 15 TU.

Considérons maintenant une autre section verticale dans le domaine, baptisée section Cellule, car elle échantillonne une circulation agéostrophique vigoureuse et bien organisée (Fig. 4.9).

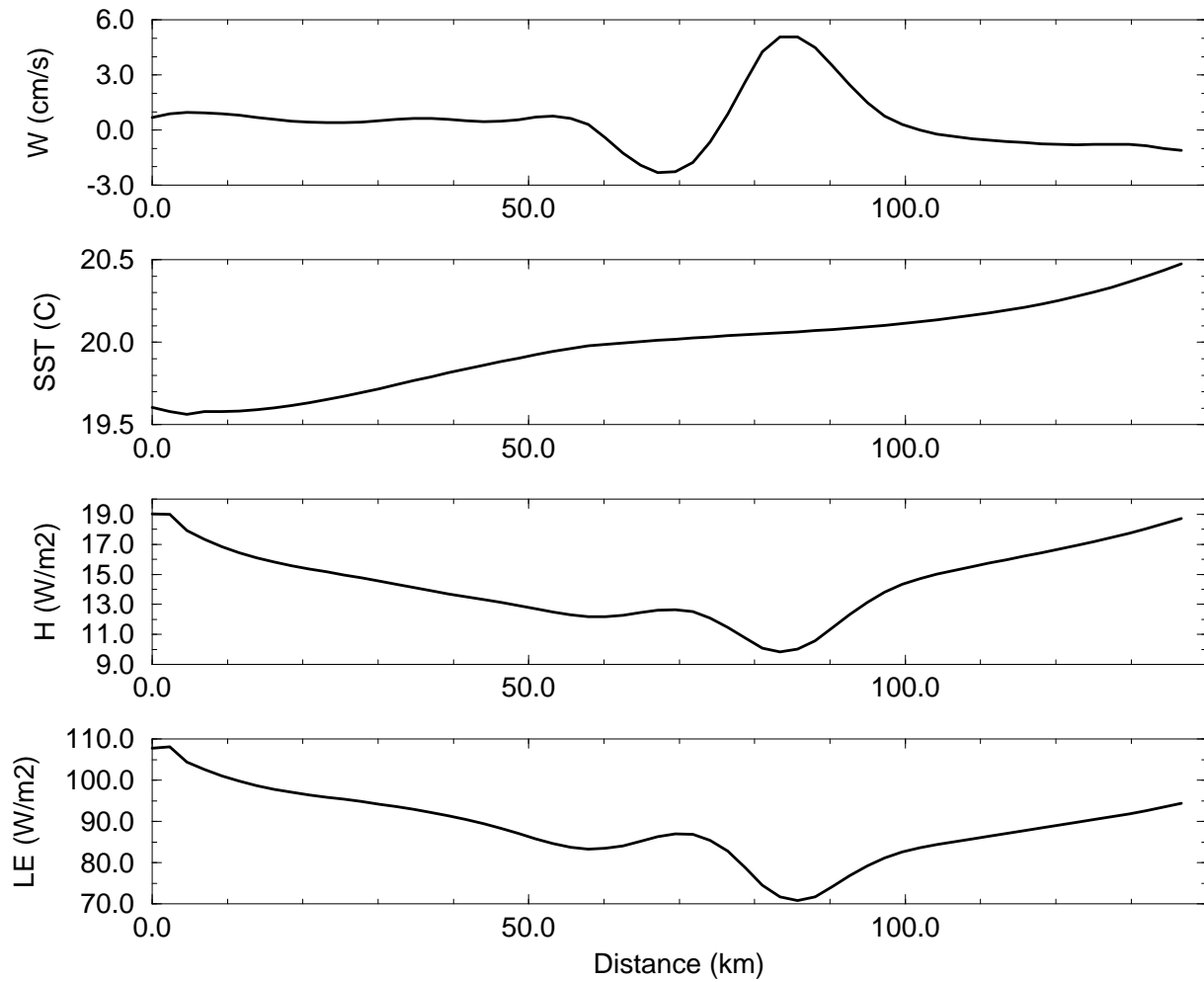


FIG. 4.10 – De haut en bas on trouve : **a)** la vitesse verticale w (cm/s) moyenne sur les 200 premiers mètres; **b)** la SST ($^{\circ}C$); **c)** le flux de chaleur sensible (H , W/m^2) et **d)** le flux de chaleur latente en surface (LE , W/m^2) dans la section Cellule.

Tout comme dans la section "avion" (Fig. 4.8a), les forçages D_{th} et D_a sont opposés dans la section Cellule (Fig. 4.8b). Cependant ici, le dipôle négatif-positif de vitesse verticale (Fig. 4.10a) est contrôlé par le forçage atmosphérique D_a (Fig. 4.8b) et non par le forçage thermique D_{th} comme dans la section "avion" (Fig. 4.8a), en raison d'un gradient de SST faible (Fig. 4.10b). Dans la section Cellule, D_a résulte principalement du forçage cinématique D_{tw} associé à une forte convergence du vent (non montré). Ainsi à l'inverse de la section "avion", ici ce sont les flux turbulents de chaleur qui s'ajustent à la circulation de façon à produire un forçage thermique D_{th} opposé au forçage dynamique D_a , toujours dans le but de minimiser le TWI . En effet, les minima/maxima des flux de chaleur sensible (Fig. 4.10c) et latente (Fig. 4.10d) stabilisent/déstabilisent l'atmosphère et s'opposent à l'ascendance/subsidence observés dans la section Cellule (Fig. 4.10a).

En conclusion, ces deux exemples montrent que le minimum de TWI - correspondant à un état proche de l'équilibre géostrophique - est atteint soit par l'ajustement de la circulation agéostrophique aux flux turbulents de chaleur soit par l'ajustement des flux turbulents de chaleur à la circulation. Dans le premier cas, les flux turbulents de chaleur sont fortement contraints par le front de SST et forcent la circulation atmosphérique tandis que dans le second cas, la circulation atmosphérique force la distribution spatiale des flux de surface, en raison d'un gradient de SST faible. D'une façon générale on conçoit qu'il existe peu de cas de forçage "pur" de la surface sur l'atmosphère et inversement mais qu'il existe plutôt un processus d'auto-régulation ou d'influence mutuelle entre les flux et la circulation dans les 200 premiers mètres. Cette région d'interaction peut être assimilée à une couche limite interne dynamique.

4.2 L'Atlantique Nord

L'impact du front océanique associé à la Dérive Nord Atlantique (DNA) sur le développement et le cycle de vie des dépressions atmosphériques dans l'Atlantique Nord a été documenté au cours des campagnes FASTEX pour l'atmosphère (Joly et al., 1999) et CATCH pour l'océan (Eymard et al., 1999) dans la région de Terre Neuve pendant les mois de janvier et février 1997.

Le choix d'étudier la perturbation documentée pendant la POI15 de FASTEX a été motivé par le fait que cette dépression s'est fortement creusée lors de son passage au-dessus du front thermique océanique associé à la DNA de la partie froide ($SST=3^{\circ}C$) vers la partie chaude ($SST=15^{\circ}C$).

La stratégie adoptée pour estimer le rôle de la SST et des flux de surface associés

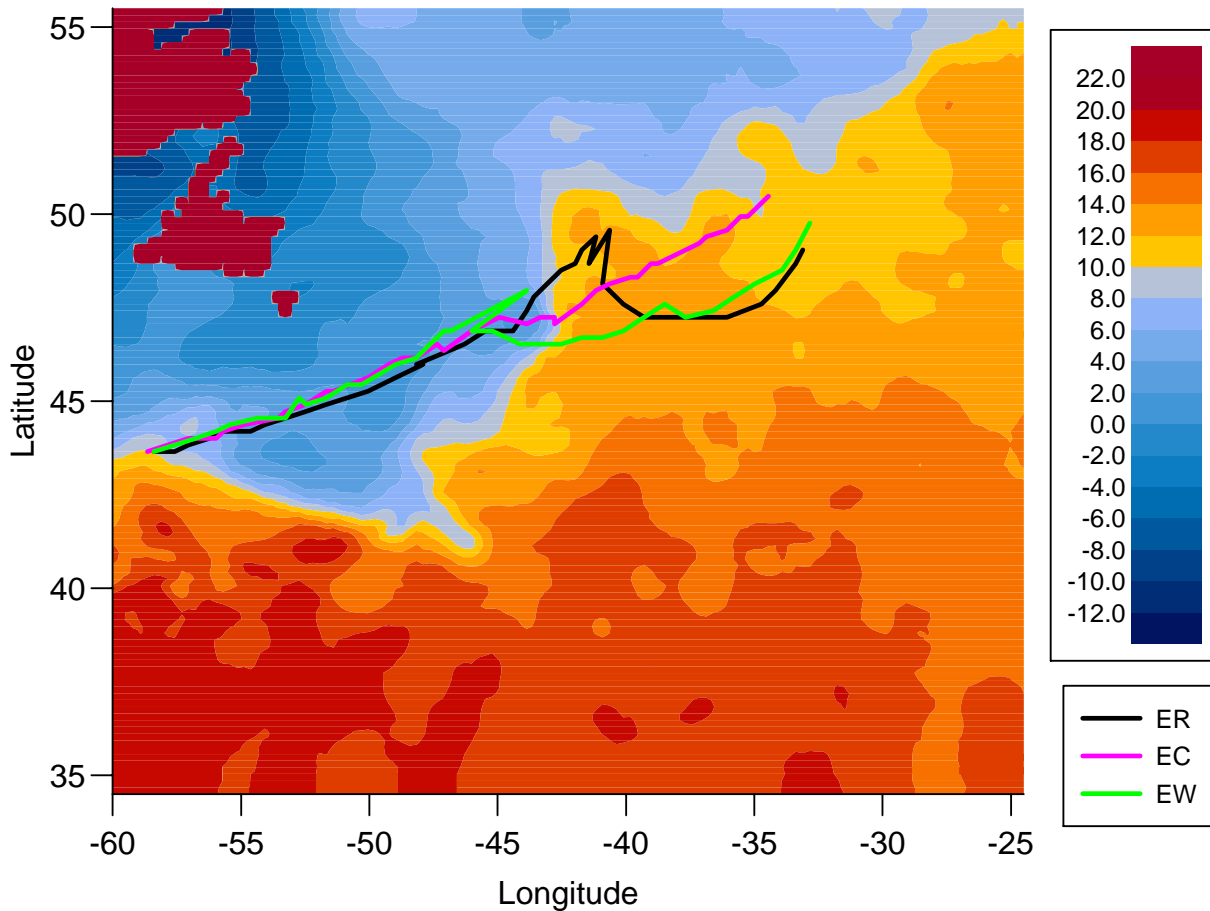


FIG. 4.11 – SST réanalysée le 15 Février 1997. Cette réanalyse a été construite à partir de l'ébauche de SST du modèle ARPEGE et a assimilé 2000 observations in-situ. Trajectoires des centres dépressionnaires ER (noir), EC (rouge) et EW (vert).

au front océanique dans la cyclogénèse de la POI15 repose sur trois simulations atmosphériques réalisées avec le modèle Meso-NH. Dans la simulation de contrôle (ER), l'atmosphère est forcée par la SST réanalysée. Ce champ de SST décrit en détails le front océanique car les observations in-situ collectées par les bateaux pendant la campagne CATCH ont majoritairement été assimilées dans cette réanalyse (Giordani et Caniaux, 2001 ; Fig. 4.11). Les deux autres simulations sont des expériences de sensibilité dans lesquelles le front de SST est supprimé. Dans ces simulations, la SST est uniforme et égale à 3°C et 15°C , respectivement. Ces deux cas correspondent aux conditions de surface que la dépression aurait rencontrées si elle s'était déplacée uniquement au-dessus des eaux froides du Labrador (EC) ou uniquement au-dessus des eaux chaudes de la DNA (EW). Ces expériences représentent deux possibilités extrêmes de cyclogénèse dans l'Atlantique Nord-Ouest.

Les évolutions des pressions de surface (Fig. 4.12b) le long des trajectoires des dépressions ER, EC et EW (Fig. 4.11) montrent que la dépression de contrôle ER se creuse de 17hPa en 7 heures lorsque la perturbation traverse le front océanique de sa partie froide

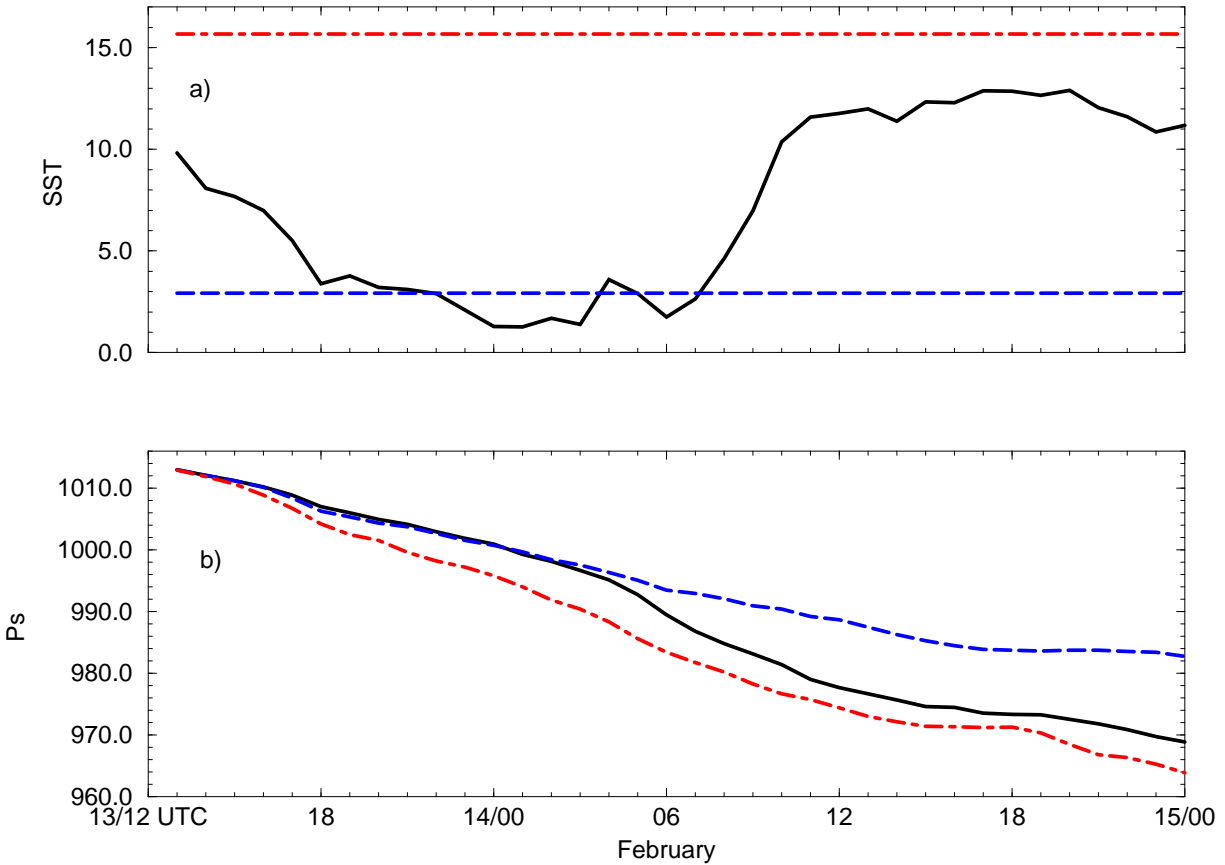


FIG. 4.12 – Centres dépressionnaires ER (trait plein noir), EC (tireté bleu) et EW (tireté long-court rouge) ; (a) SST ($^{\circ}C$) et (b) pression de surface (hPa) du 13 Février 12 TU au 15 Février 00 TU.

(SST= $3^{\circ}C$) vers sa partie chaude (SST= $15^{\circ}C$) (Fig. 4.12a). Les évolutions des pressions EC et EW sont par contre monotones comparées à celle de ER. La pression ER atteint quasiment celle de EW ($964hPa$) en fin de simulation. Ces comportements illustrent les effets du front de SST sur le développement de la dépression.

4.2.1 Interactions entre une Perturbation Synoptique et la Dérive Nord-Atlantique

Composée de branches frontales bien marquées, la perturbation ER est bien développée (Fig. 4.13). En particulier le renforcement des vents dans l'occlusion résulte de son phasage avec le front océanique. En revanche, la perturbation EC, forcée par des SST froides, présente globalement une dynamique frontale très atténuée par rapport à ER. La perturbation EW, forcée par des SST chaudes, développe une plus faible activité frontale que EC et ER, notamment pour le front froid, par contre son vortex dépressionnaire et

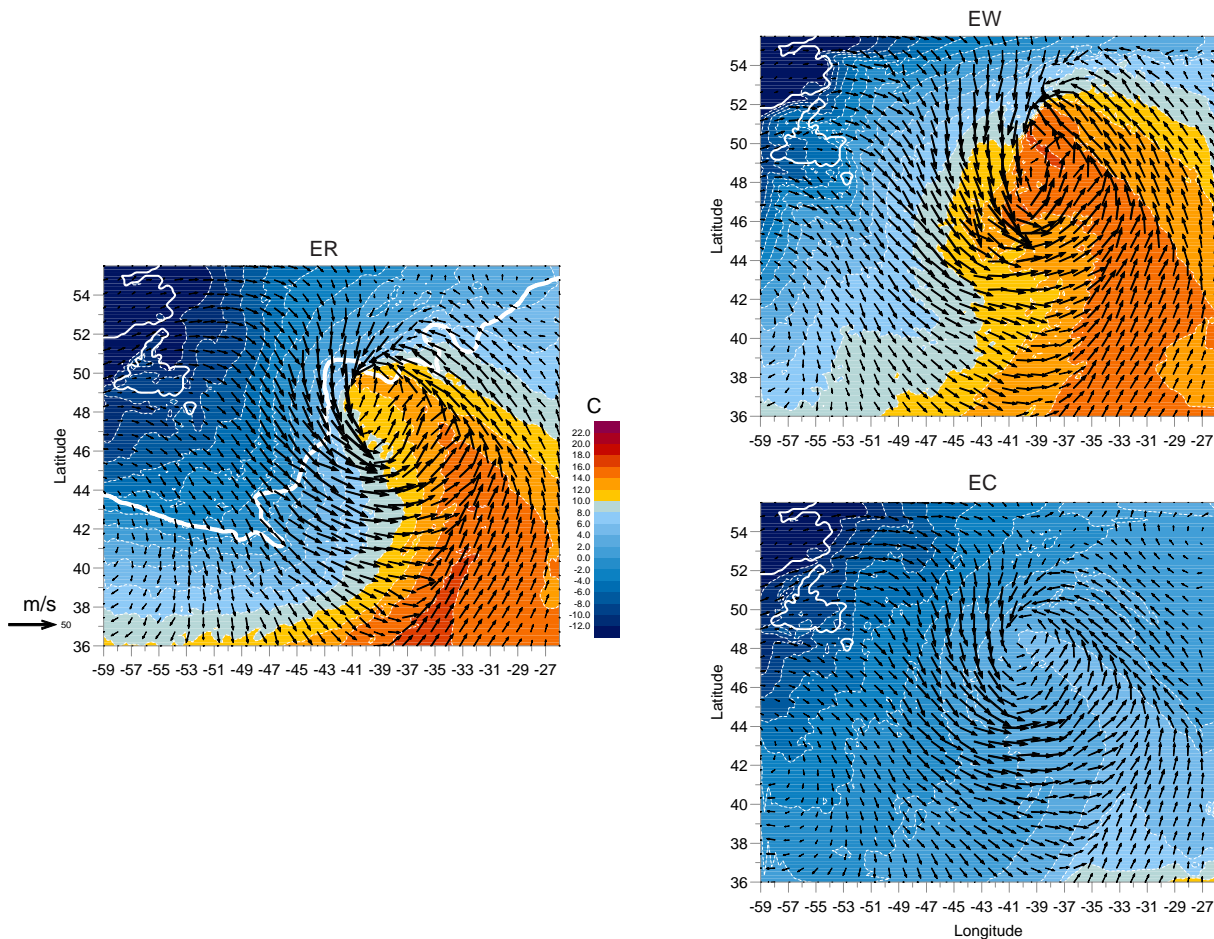


FIG. 4.13 – Structure des perturbations atmosphériques ER, EW et EC le 14 Février à 15 TU. Superposition des champs de vent à 20m, de température potentielle à 20m (tireté blanc) et du front océanique symbolisé par l’isotherme $10^{\circ}C$ en trait plein épais sur la figure ER.

son occlusion sont nettement plus intenses.

Les champs de flux de flottabilité (G) et de quantité de mouvement en surface associés aux ondes ER, EC et EW présentent de fortes différences (Fig. 4.14). Dans le contrôle ER, G atteint des valeurs de l’ordre de $800W.m^{-2}$ à l’arrière du front froid. Ces fortes intensités, induites par la forte advection d’air froid à l’arrière du front froid (*cold-air outbreak*) au-dessus des eaux chaudes ($SST=15^{\circ}C$), alimentent massivement l’atmosphère en énergie statique humide. Les fortes variations de G sont localisées dans l’occlusion en raison de son passage avec le front océanique. Dans le secteur chaud de la perturbation les flux changent de signe ($G=-200W.m^{-2}$) ce qui signifie que l’atmosphère cède de l’énergie à l’océan. Dans le cas EC, les intensités et les variations de G de part et d’autre du front froid et de l’occlusion sont beaucoup plus faibles que dans ER. Dans la majeure partie du domaine, G négatif est un puit d’énergie pour la CAPE et tend à stabiliser la CLAM. Dans EW, G est positif partout avec des intensités très fortes ($\simeq 1800W.m^{-2}$) dans la

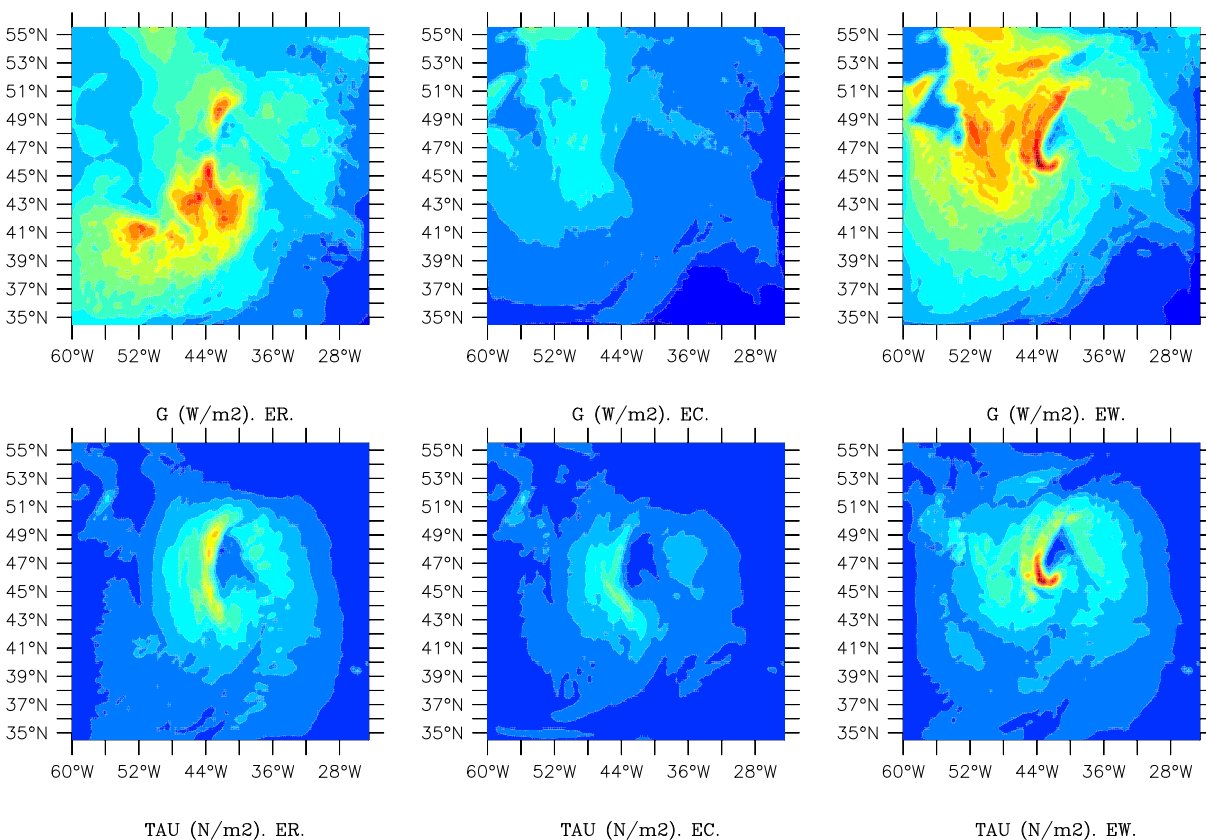


FIG. 4.14 – Bilan net de chaleur en surface (G) (W/m^2) pour (a) ER, (b) EC et (c) EW, et stress de surface (τ) (N/m^2) pour (d) ER, (e) EC et (f) EW le 14 Février à 12 TU.

région de l'occlusion. Les variations de G à travers l'occlusion sont aussi beaucoup plus fortes que dans ER, même en l'absence de front de SST. L'occlusion marque la limite entre les advections d'air chaud et d'air froid refoulée au nord.

L'analyse de la tension du vent en surface (τ) montre les plus fortes intensités le long de l'occlusion où la baroclinie et l'instabilité sont maximales (Fig. 4.14). Ces maxima sont néanmoins très modulés dans les trois simulations, ce qui révèle l'influence significative de la SST sur la stabilité et le vent dans la CLAM. Les plus faibles intensités ($1.5 N.m^{-2}$) sont trouvées dans EC, en raison d'une stabilité statique accrue en basses couches. Dans ER, le front de SST renforce la baroclinie de la CLAM tandis que dans EW, les SST chaudes déstabilisent fortement la CLAM et catalysent la convection. Ces deux configurations génèrent des stress de surface jusqu'à $5 N.m^{-2}$.

Comment les distributions spatiales des flux de chaleur et de quantité de mouvement en surface et dans la CLAM contribuent-ils à la frontogénèse et à la cyclogénèse? Cette question est aujourd'hui toujours controversée (Mak, 1998). Ma contribution à cette question passe par l'analyse de diagnostics de frontogénèse et de vitesse verticale mis en oeuvre dans les expériences ER, EC et EW.

4.2.2 La Frontogénèse

La fonction frontogénétique identifie les processus générateurs et destructeurs de gradient horizontal de température qui s'écrit :

$$F_{qt} = \frac{d}{dt} \left(\vec{\nabla}_h \theta \right)^2 = \vec{Q}_{th} \cdot \vec{\nabla}_h \theta + \vec{Q}_{tw} \cdot \vec{\nabla}_h \theta$$

F_{qt} est composée du chauffage diabatique différentiel (F_{qth}) et de l'advection thermique différentielle ou forçage cinématique de température (F_{qtw}).

Dans ER (Fig. 4.15a), F_{qth} est négatif dans le front froid. Ceci signifie que les flux de flottabilité, hautement contrôlés par la SST, diminuent la baroclinie et affaiblissent la frontogénèse dans la CLAM. Cette contribution est compensée par la composante F_{qtw} qui assure une bonne activité du front froid. Par contre dans l'occlusion, F_{qth} est une forte source de frontogénèse ce qui montre que la distribution tridimensionnelle du flux de flottabilité produit de la baroclinie dans cette région. Cette baroclinie est induite par le phasage de l'occlusion avec le front de SST et contribue au creusement de la dépression. Le forçage F_{qth} est positif tout le long du front de SST ainsi qu'à l'arrière du front froid de la perturbation. Comme mentionné par Sanders et Gyakum (1980), ce type de structure est capable de générer des cyclogénèses secondaires. Enfin, F_{qtw} est également frontogénétique dans l'occlusion ce qui lui assure un fort développement.

Dans EC (Fig. 4.15b), les SST froides produisent un effondrement de F_{qth} par rapport à ER (Fig. 4.15a). Seul F_{qtw} contribue tout juste au maintien du front froid et de l'occlusion. Dans EW (Fig. 4.15c), F_{qth} et F_{qtw} sont respectivement frontolytique et frontogénétique dans l'occlusion. Ici c'est la convection, massivement alimentée par les SST chaudes, qui force la convergence de basses couches et induit à son tour des fonctions frontogénétiques cinématique positive et diabatique négative. En revanche dans les branches frontales, F_{qtw} est nul car les SST chaudes ont brisé les advections froides et par conséquent les advections différentielles de température. Ceci explique la disparition des fronts froid et chaud du cas EW.

4.2.3 Les Sources de Vitesses Verticales

Le diagnostic de la divergence des **Q**-vecteurs de l' ω -équation 3.5 dans les simulations ER (Fig. 4.16), EC (Fig. 4.17) et EW (Fig. 4.18) a permis d'estimer la sensibilité des sources de vitesse verticale à la SST.

Tout d'abord les forçages thermiques (D_{th} et D_{tw}) et dynamiques (D_{dm} et D_{dag}) de la vitesse verticale ont des intensités similaires. Ceci montre qu'aucun processus ne peut être négligé dans la dynamique de la perturbation. Néanmoins les forçages thermique D_{tw} et dynamique D_{dag} structurent le système frontal dans les trois cas ER, EC et EW. Ce résultat confirme l'importance des advections différentielles et des circulations agéostrophiques dans la dynamique frontale (Hoskins et Bretherton, 1972).

Dans ER (Fig. 4.16), les flux de flottabilité sont sources de vitesse verticale ascendante ($D_{th} > 0$) dans le corps de l'occlusion. En effet, le phasage de l'occlusion avec le front de SST intensifie la frontogénèse atmosphérique ($F_{qth} > 0$, Fig. 4.15a) et génère une w -source D_{th} positive qui contribue au creusement de la dépression. On rappelle que ce creusement peut être qualifié d'explosif puisqu'il est de 17 hPa en 7 heures (Fig. 4.12b) (Sanders, 1986 ; Cione et al., 1993). On trouve aussi des noyaux de D_{th} positifs le long du front de SST à l'arrière du front froid, en accord avec le champs F_{qth} (Fig. 4.15a). Les branches frontales sont bien entretenues par les w -sources D_{tw} et D_{dag} et dans une moindre mesure par D_{dm} associé aux flux turbulents de quantité de mouvement.

Dans EC, les SST froides stabilisent la CLAM et induisent des gradients de température et de vent plus faibles que dans ER (Fig. 4.13) et des flux de flottabilité négatifs (Fig. 4.14) dans une grande partie du domaine. En conséquences, D_{th} génère de la subsidence et les autres w -sources (D_{tw} , D_{dag} et D_{dm}) (Fig. 4.17) sont très atténuées comparées au cas ER. Le résultat est que la cyclogénèse obtenue est très modérée.

Inversement dans EW (Fig. 4.18), les SST chaudes déstabilisent fortement la CLAM et catalysent la convection bien au delà de la CLAM. Cette convection particulièrement active autour du vortex dépressionnaire structure toutes les w -sources. Cela montre que la circulation agéostrophique est pilotée par le dégagement de chaleur latente lié à la convection. La dépression prend alors des allures de cyclone tropical, avec un coeur chaud (Neiman and Shapiro, 1993). Ici, le point surprenant est que la w -source D_{th} est positive alors que la fonction frontogénétique correspondante F_{qth} est négative. Ceci est probablement dû au fait que le flux turbulent de chaleur n'est plus dicté par la dynamique frontale comme dans ER et EC mais par la convection. Dans ces conditions, il peut y avoir déconnexion entre D_{th} et F_{qth} .

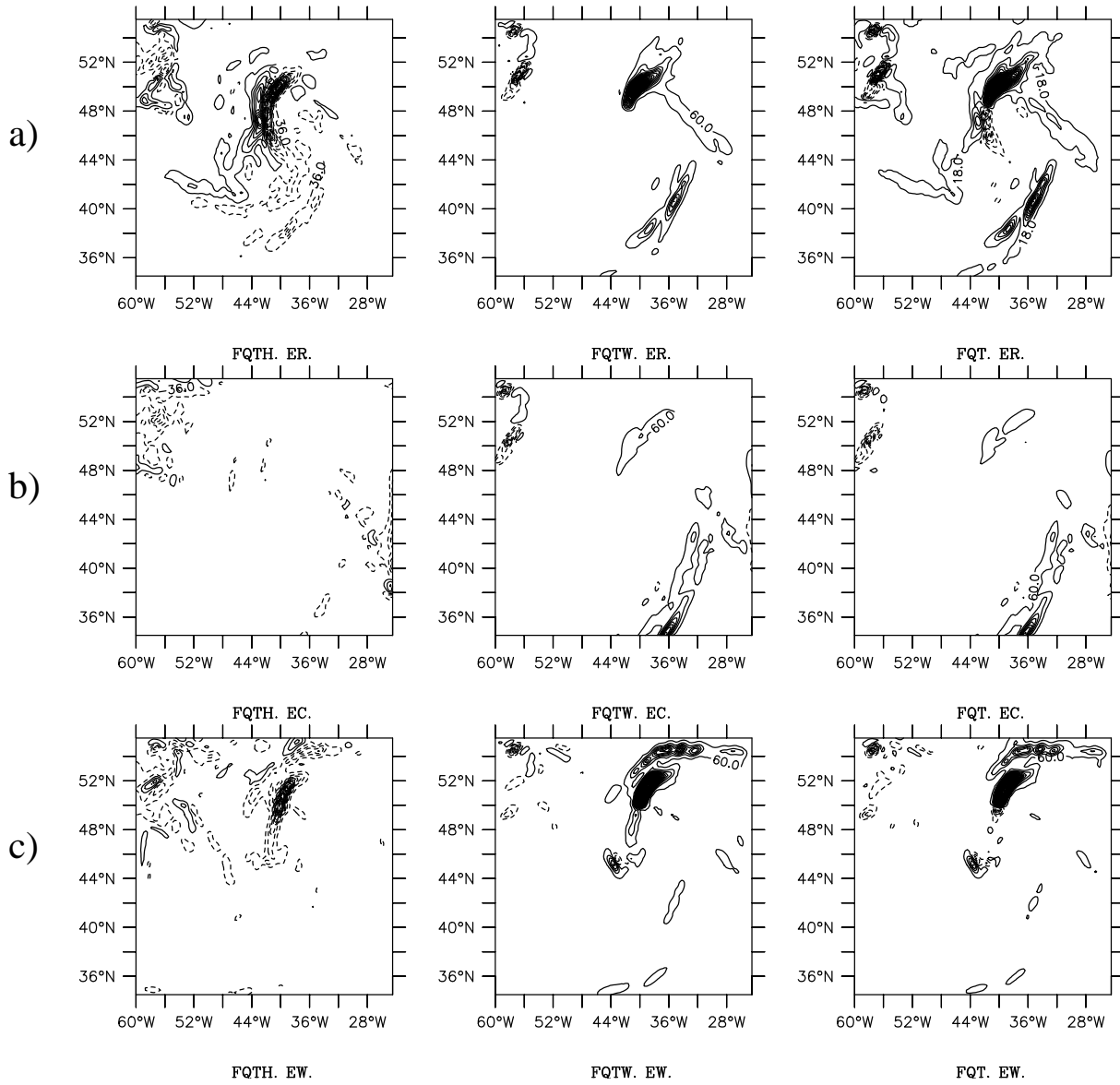


FIG. 4.15 – Moyenne sur les 1000 premiers mètres au dessus de la surface de la fonction Frontogénétique F_{qt} et de ses composantes diabatique F_{qth} et cinématique F_{qtw} ($K^2/100km^2/jour$) pour les expériences (a) ER, (b) EC et (c) EW le 14 Février à 15 TU.

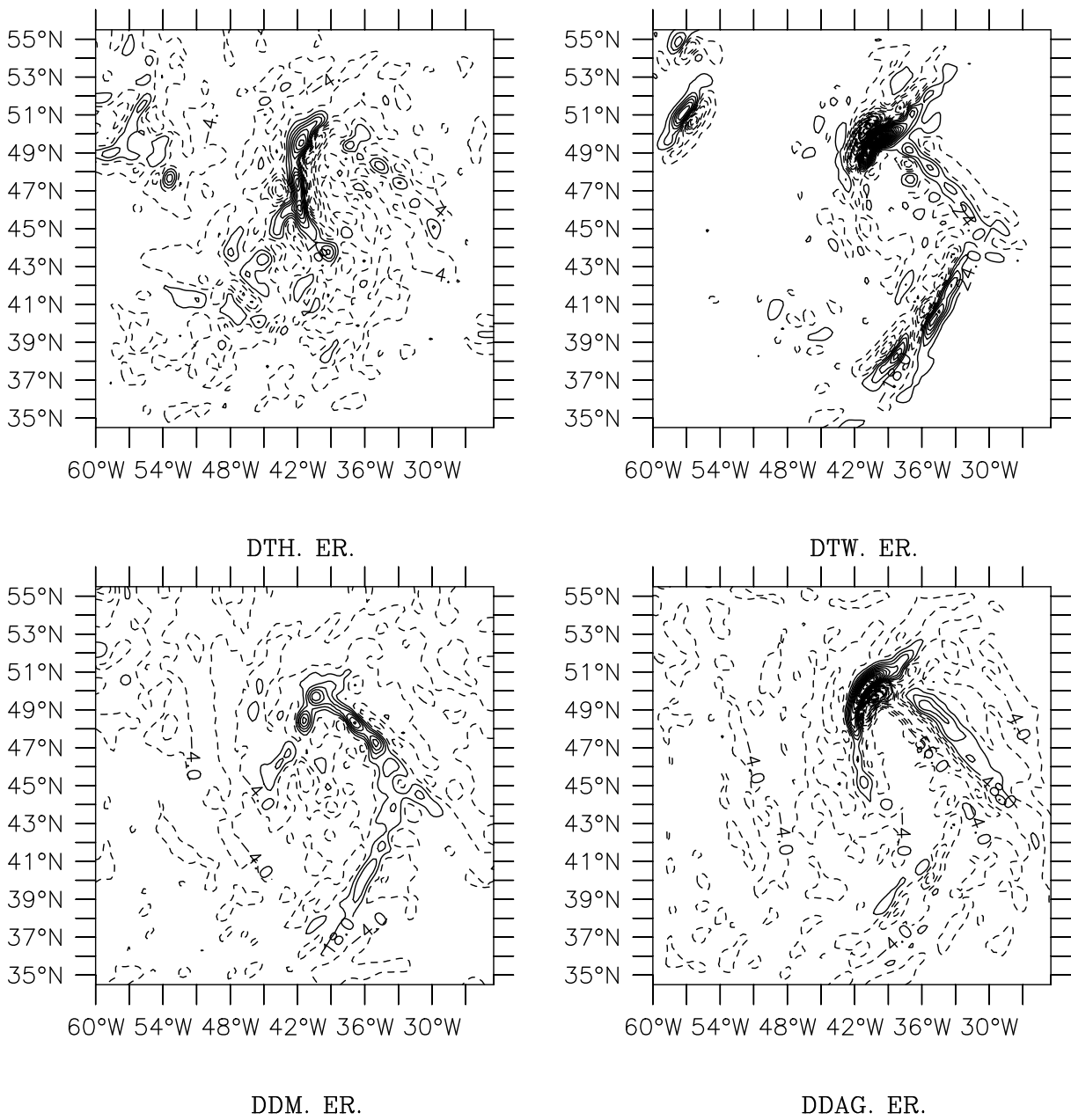


FIG. 4.16 – Sources de vitesse verticale D_{th} , D_{tw} , D_{dm} et D_{dag} ($K/100km^2/jour$) de l'expérience ER.

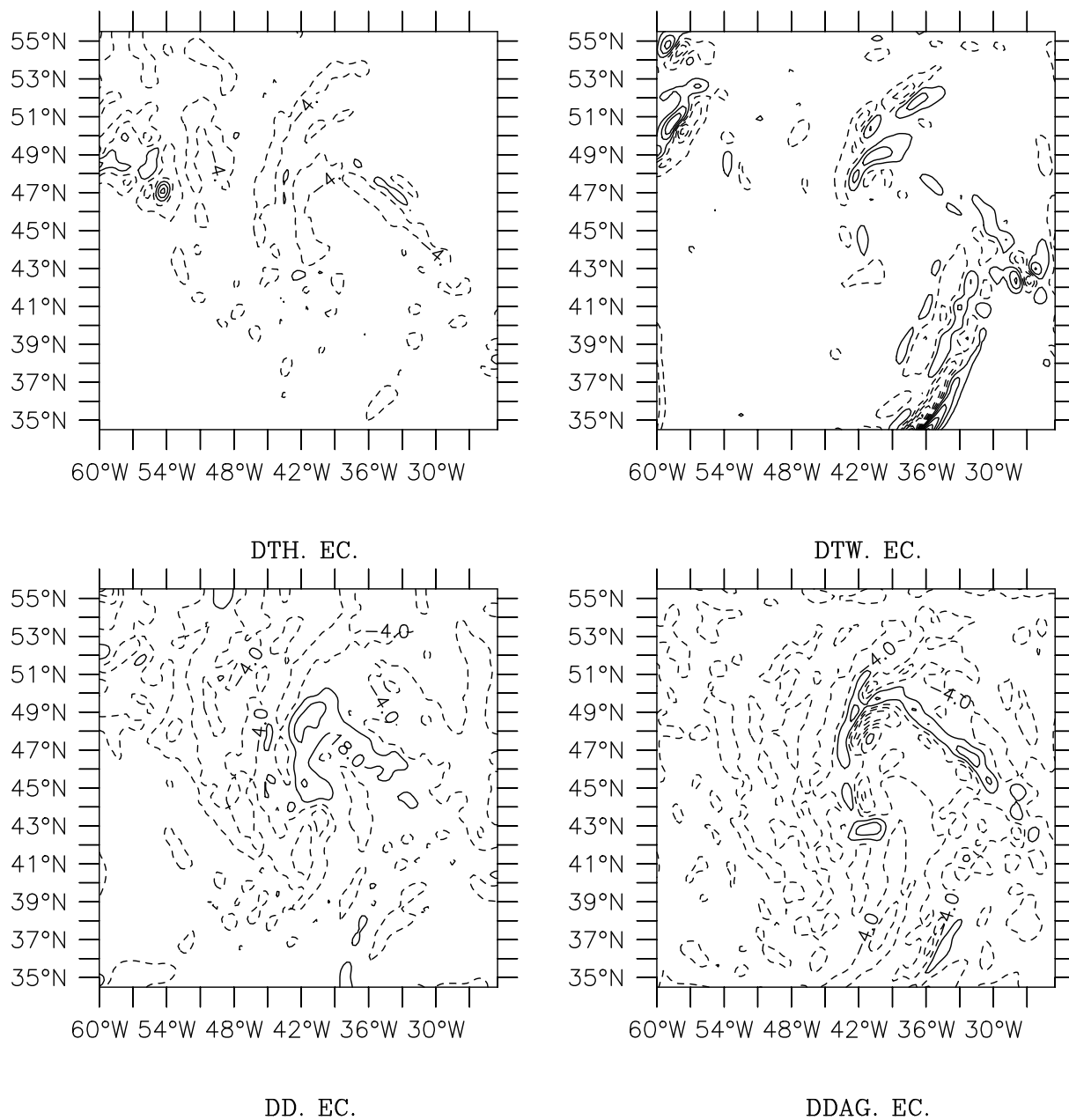


FIG. 4.17 – Sources de vitesse verticale D_{th} , D_{tw} , D_{dm} et D_{dag} ($K/100km^2/jour$) de l'expérience EC.

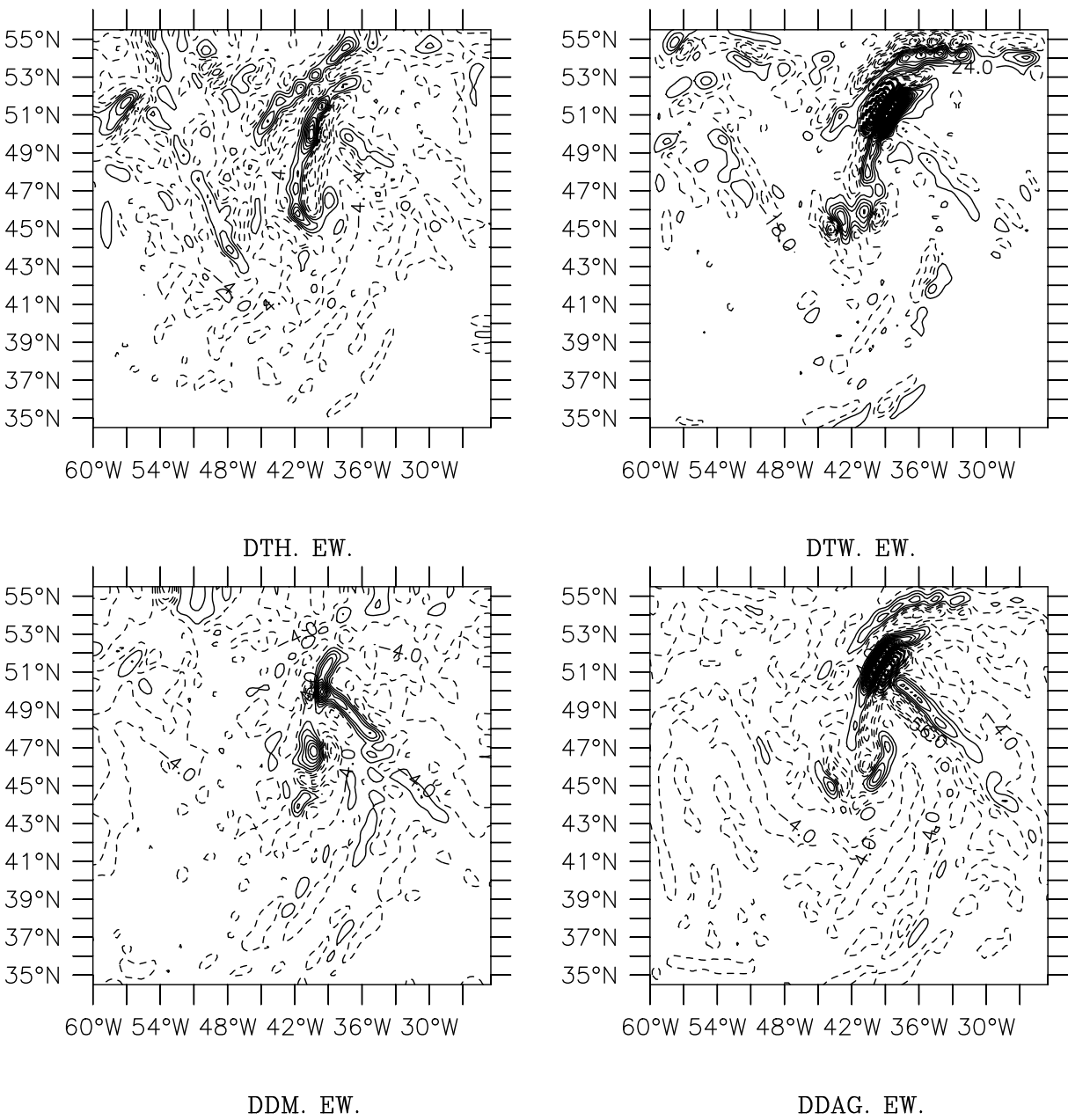


FIG. 4.18 – Sources de vitesse verticale D_{th} , D_{tw} , D_{dm} et D_{dag} ($K/100km^2/jour$) de l'expérience EW.

Chapitre 5

La Modélisation Océanique Régionale

5.1 L'Atlantique Subtropical

Les eaux modales jouent un rôle important dans la variabilité naturelle du climat, c'est pourquoi le programme POMME (2001) (Mémery et al., 2005) a eu pour objectif de mieux comprendre le rôle de l'océan sur le climat en tant que réservoir de carbone, de chaleur et de transformation de la matière vivante, dans la région des Açores. Ce réservoir de chaleur, situé sous la thermocline, est constitué d'eaux modales à $12 - 13^{\circ}C$ qui sont formées dans la couche de mélange pendant l'automne et l'hiver puis sont subduites sous la thermocline au printemps. Quatre campagnes de mesures se sont déroulées entre Septembre 2000 et Octobre 2001 dans l'Atlantique Nord-Est à mi-chemin entre les Açores et la péninsule Ibérique. Ces campagnes ont documenté l'état de l'océan à des périodes clés de l'année afin d'estimer la production d'eaux modales pendant l'automne 2000 et l'hiver 2001 et leur subduction sous la thermocline au cours du printemps et l'été 2001.

Les mouvements verticaux participent activement à la subduction des eaux modales produites dans cette région ainsi qu'au transport de la matière bio-géochimique. De plus la campagne POMME s'est avérée un terrain particulièrement propice à l'étude des mouvements verticaux en raison d'une forte activité tourbillonnaire pendant toute la période.

L'étude de la subduction nécessite la réalisation d'une simulation annuelle réaliste, c'est-à-dire reproduisant fidèlement en temps et en espace les structures de méso-échelle (Valdivieso Da Costa et al., 2005). Ce point est essentiel pour obtenir des évaluations d'eaux modales fiables. Pour cela, la plupart des modèles ont recours à des techniques

d'assimilation de données séquentielles. Ces techniques sont efficaces pour réduire les biais et dérives des modèles mais génèrent en contre-partie des chocs et l'émission non physique d'ondes de gravité induites par le déséquilibre des champs de masse et de courant à chaque procédure de réinitialisation (Robinson, 1996). Ces déséquilibres ont des effets désastreux surtout sur les mouvements verticaux mais aussi sur la dynamique et la thermodynamique de l'océan. En conséquence, ces techniques d'assimilation de données sont réductrices pour conduire des études de processus et forcer des modèles de bio-géochimie marine. Ce problème est un des défis que l'océanographie opérationnelle a à résoudre, aux latitudes moyennes et équatoriales.

5.1.1 Assimiler le Courant Géostrophique dans un Modèle

La dualité entre "chocs liés à l'assimilation" et "réalisme des simulations" était le point bloquant pour répondre aux objectifs du programme POMME. Afin de s'affranchir de ce problème, j'ai développé un modèle d'océan intermédiaire pour mettre en place une technique dite "d'assimilation douce" visant à éviter les chocs des techniques classiques (Giordani et al., 2005a). Ce type de modèle intermédiaire s'inscrit dans la hiérarchie des modèles de complexités variables cités dans l'introduction. La technique s'appuie sur la "balance" linéaire géostrophique qui est forte aux latitudes moyennes. En vertu de cet équilibre, le courant géostrophique analysé ($\vec{U}_g = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \vec{\nabla}_h P$) est introduit continûment dans l'équation du mouvement à la place du gradient de pression horizontal du modèle PE. L'équation du mouvement horizontal s'en trouve modifiée comme suit :

$$\frac{\partial \vec{U}_h}{\partial t} = -f \vec{k} \times (\vec{U}_h - \vec{U}_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \vec{U}_h}{\partial z} \right) - (\vec{U} \cdot \vec{\nabla}) \cdot \vec{U}_h \quad (5.1)$$

Les réseaux hydrologiques analysés POMME1 (13 Février) et POMME2 (4 Avril 2001) (Fig. 5.1a,b) montrent le caractère tourbillonnaire marqué de la situation synoptique. La simulation de POMME2 (Fig. 5.1c) obtenue après 50 jours d'intégration à partir du réseau POMME1 montre la capacité du modèle à simuler correctement les SST et les courants de surface. L'assimilation d'un guide géostrophique dans un modèle est donc une technique robuste. Le réalisme de ce type de simulation vient non seulement du guide mais également du bon ajustement géostrophique, non contraint dans le modèle, s'effectuant à des échelles inférieures à celle du guide. La mise en oeuvre de cette technique a permis de produire une simulation annuelle validée et de référence pour l'expérience POMME (Giordani et al., 2005b). En particulier, elle a permis d'estimer les bilans de chaleur et les taux d'entraînement-détrainement intervenant dans la production des eaux modales.

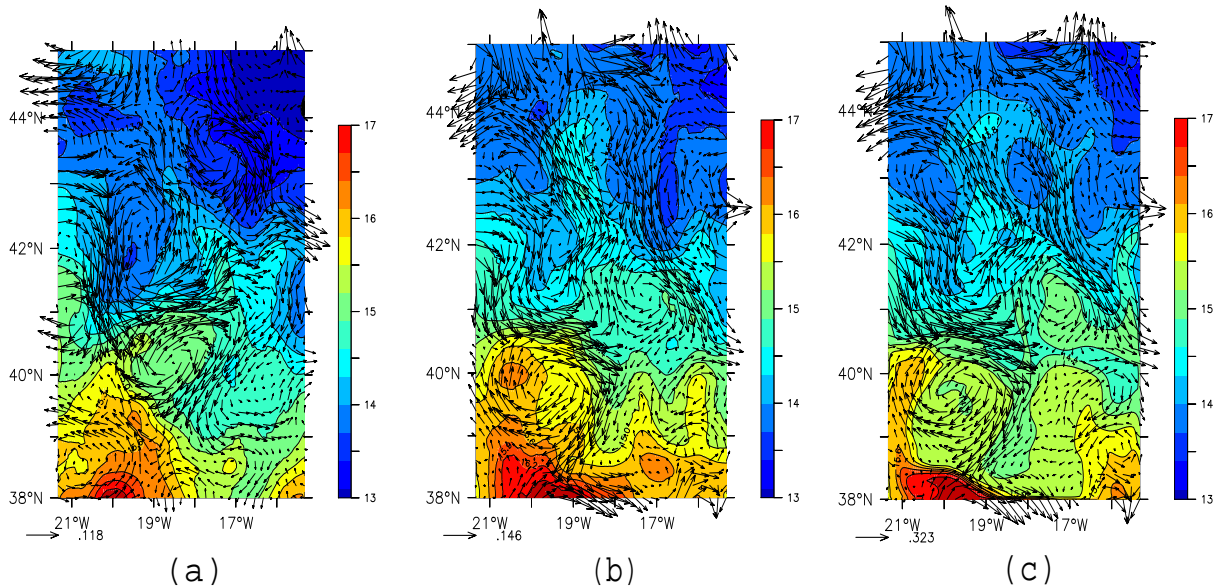


FIG. 5.1 – Analyses de SST ($^{\circ}C$) et de courant de surface (m/s) (a) POMME1 (13 Février), (b) POMME2 (4 Avril) et Simulation de POMME2 initialisée à POMME1.

En conclusion, cette technique permet l'élimination des chocs de l'assimilation séquentielle et offre l'opportunité de faire des simulations de longues durées réalistes car elle utilise le courant géostrophique comme guide de basse fréquence.

5.1.2 Vitesses Verticales dans les Structures de Méso-Echelle

La période sélectionnée pour l'étude des mouvements verticaux a été le mois de mars 2001 en raison des interactions fortes entre le vent et la CMO qui ont lieu pendant la période de restratification des couches superficielles océaniques. La figure 5.2 présente les champs de vitesse verticale à 200m (w_{200}) et à 50m (w_{50}) de profondeur au cours d'une journée de fort ensoleillement et de vent modéré. w_{200} et w_{50} sont superposés à la hauteur dynamique (HD) et la profondeur de la CMO, respectivement.

Les fortes vitesses verticales à 200m sont localisées dans les zones de gradients de HD, c'est-à-dire sur le flanc sud du tourbillon cyclonique C4, autour du tourbillon A1 et dans la zone d'étirement/déformation située vers $18^{\circ}W$; $40^{\circ}N$. Certaines structures observées à 200m sont également présentes à 50m comme par exemple autour de A1 mais d'une façon générale les deux champs sont très différents. En effet w_{50} présente une structure filamentaire et dipolaire vers $40.5^{\circ}N$ et $18.5 - 20^{\circ}W$ qui n'existe pas à 200m. De plus, on note que cette structure est phasée avec le gradient de profondeur de CMO. Outre leur intérêt dynamique, l'émergence de ce type de structures de submésos-

échelle très énergétiques et proches de la surface jouent un rôle de premier plan dans l'évolution des concentrations bio-géochimiques par rapport aux structures de méso-échelle (voir introduction ; Lévy et Klein, 2004 ; Martin et al., 2002).

Afin d'évaluer la nature des mouvements verticaux dans certaines structures de méso et subméso-échelle en interaction avec le vent, l' ω -équation généralisée 3.5 a été adaptée à l'océan et appliquée à la simulation annuelle (Giordani et al., 2006). Cette équation elliptique a été inversée afin d'accéder aux cinq composantes de la vitesse verticale correspondant aux sources physiques représentées par les \mathbf{Q} -vecteurs, dont les expressions sont données dans le chapitre 3.

Trois mécanismes majeurs et distincts ont été mis en évidence dans trois sections verticales symbolisées sur la Figure 5.2b. Ces sections coupent l'anticyclone A1 selon le segment **AB**, la zone d'étirement selon le segment **CD** et le filament de couche de mélange selon le segment **EF** dont l'extension sud-nord est de 40 km. La Figure 5.3 présente la vitesse verticale simulée et sa composante dominante associée à un \mathbf{Q} -vecteur.

Dans la section **AB**, le dipôle de w présenté sur la Figure 5.3a affecte une grande épaisseur du fluide. Ce dipôle est localisé sur la périphérie de l'anticyclone A1 et il est principalement induit par le forçage \vec{Q}_{dr} comme le montre la Figure 5.3b. Ce terme représente la tendance du TWI ou de façon équivalente, une redistribution par advection de la vorticité agéostrophique sur la verticale (Viudez et al., 1996). Ici, ce mécanisme de réajustement est for c  par les advections horizontales de TWI à petite échelle qui sont associées aux mouvements de A1 autour de sa position d'équilibre. Ces mouvements sont clairement visibles sur une animation de la hauteur dynamique et induisent de fortes vitesses verticales en périphérie de A1.

Dans la section **CD**, le dipôle de vitesse verticale a son maximum d'intensité autour de 200m (Fig. 5.3c). Comme le montre la Figure 5.3d, cette structure est principalement le résultat du forçage \vec{Q}_{tw} . Les forts gradients de courant et de densité accroissent l'intensité du front de densité dans cette section dont le taux de croissance est piloté par le terme de convergence $(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial x})$ du vecteur frontogénétique \vec{Q}_{tw} . Les composantes géostrophique et agéostrophique de \vec{Q}_{tw} étant du même ordre de grandeur (non montré), cela interdit l'utilisation des théories quasi et semi-géostrophique.

Les variations de profondeur de CMO dans la section **EF** sont clairement associées au dipôle de vitesse verticale confiné aux couches superficielles (Fig. 5.3e). Ceci suggère que ces mouvements verticaux sont intimement liés à la distribution sur la verticale des flux turbulent dans la CMO et cette hypothèse est effectivement confirmée par le forçage \vec{Q}_{dm} (Fig. 5.3f). La vitesse verticale étant proportionnelle à la divergence du \mathbf{Q} -vecteur (voir chapitre 3), la source de vitesse verticale associée à \vec{Q}_{dm} s'exprime donc par :

$$D_{dm} = -\vec{k}f \frac{\partial^2 rot \vec{\tau}}{\partial z^2}$$

L'expression de D_{dm} montre que la vitesse verticale dans la structure filamentaire **EF** dépend de la distribution du rotationnel du flux de quantité de mouvement ($\vec{\tau}$) dans la couche de mélange. Ainsi, les mouvements subsidents ($w < 0$) / ascendants ($w > 0$) sur le flanc Sud / Nord du filament sont induits par des courbures positive / négative du rotationnel du stress sur la verticale, respectivement. Cet exemple illustre les effets des distributions horizontale (rotationnel) et verticale ($\frac{\partial^2}{\partial z^2}$) du flux de quantité de mouvement sur w . Ce processus est particulièrement significatif puisque les intensités de w atteignent ici $5m.j^{-1}$. D'un point de vue physique, ce mécanisme de production de vitesse verticale est associé aux variations spatiales de la profondeur de la CMO, et il peut être vu comme résultant du piégeage de l'énergie mécanique du vent en surface dans la structure filamentaire de CMO. Une étude analytique a révélé que ce processus peut générer des vitesses verticales 10 à 100 fois plus fortes que le pompage d'Ekman (Giordani et al., 2006). Ce processus est représentatif du couplage océan-atmosphère car il n'est actif qu'en présence simultanée de vent et de variations spatiales de profondeur de CMO. Enfin, lorsque les gradients de SST renforcent le rotationnel de la tension du vent (Chelton et al., 2001), le processus de piégeage décrit ici s'en trouve amplifié.

Ces résultats montrent que l' ω -équation 3.5 est un outil diagnostique très utile pour progresser dans notre compréhension de la dynamique océanique. Par exemple, les processus de déformation et turbulents qui font aujourd'hui débat dans la mise en place de la pompe verticale dans les couches supérieures de l'océan (Lapeyre et Klein, 2006b), peuvent être distingués avec cette approche.

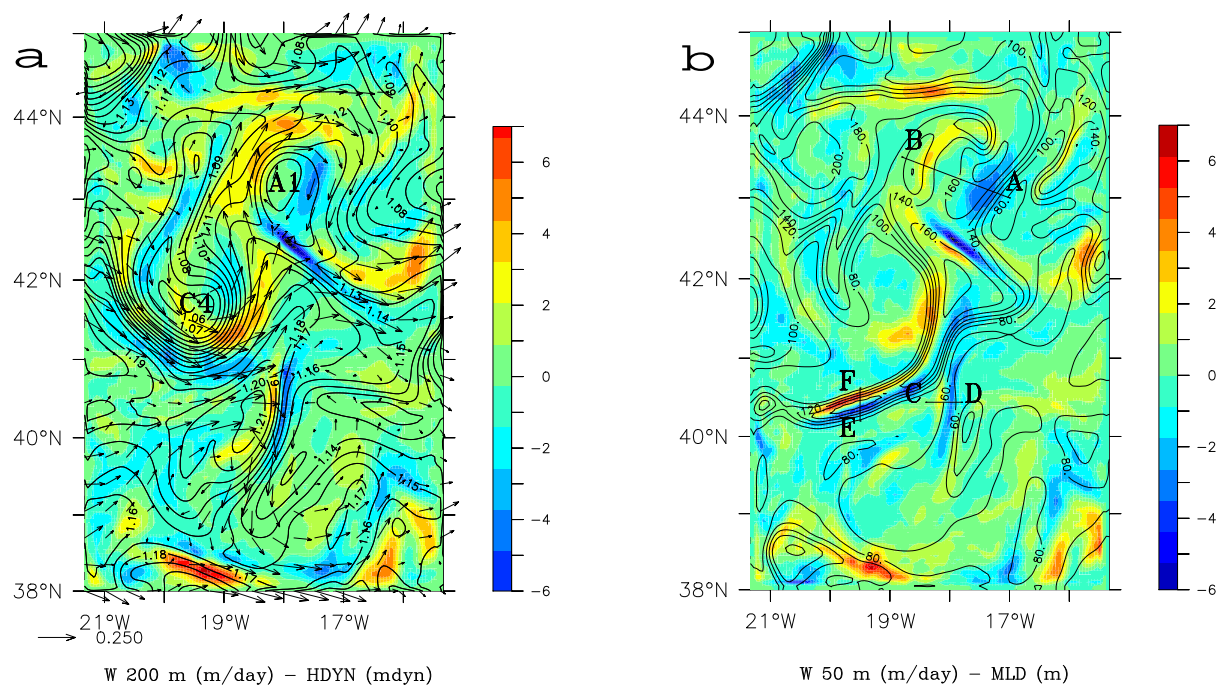


FIG. 5.2 – (a) Superposition de la vitesse verticale (m/j) (couleur) de la hauteur dynamique (m) (isoligne noir) et du vecteur courant (m/s) à 200m et (b) superposition de la vitesse verticale à 50m (m/j) (couleur) et de la profondeur de la CMO (m).

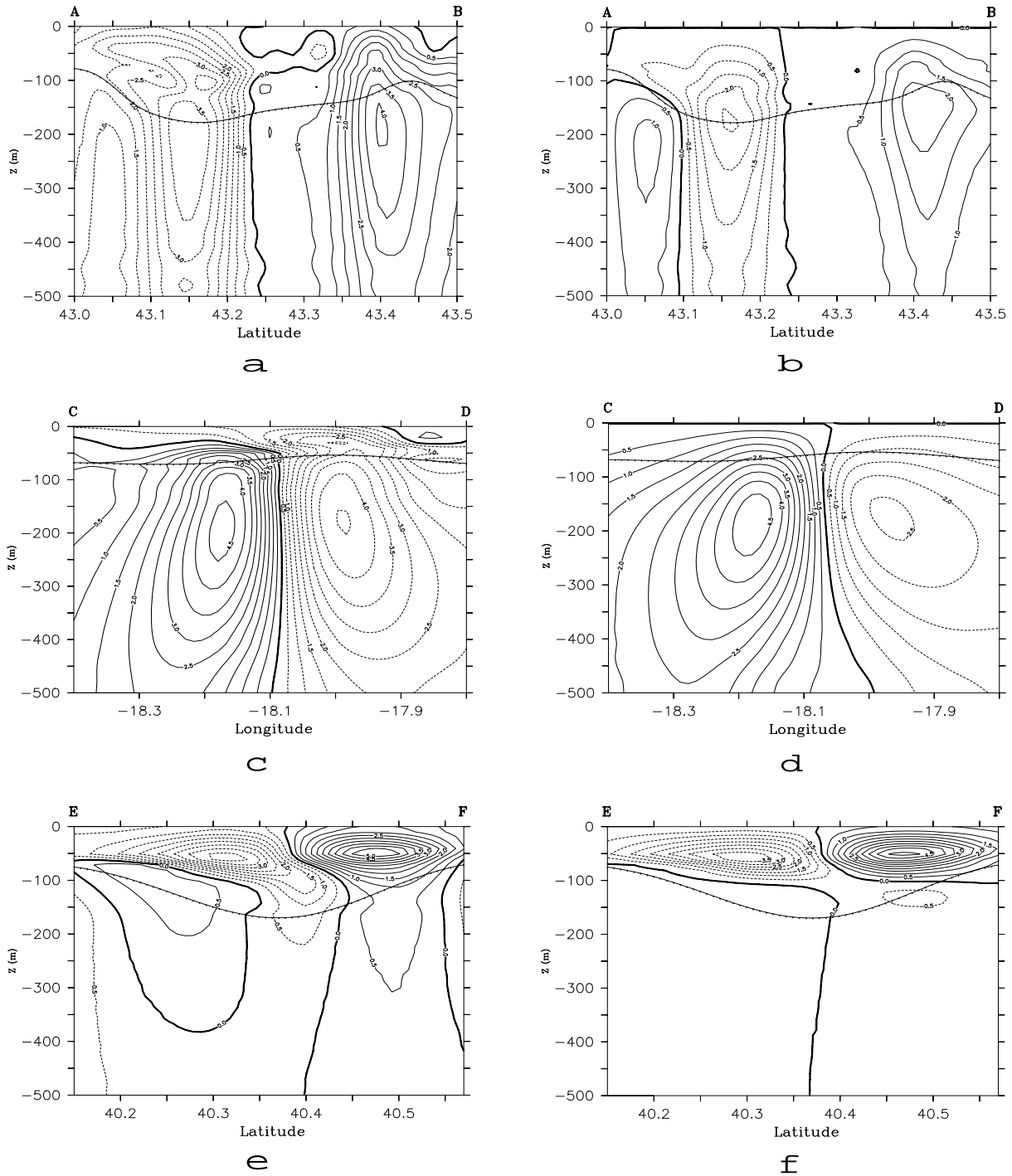


FIG. 5.3 – Vitesse verticale totale (a, c, e) et sa principale composante (b, d, f) dans les sections verticales **AB**, **CD** et **EF**. (b) $w(\vec{Q}_{dr})$; (d) $w(\vec{Q}_{tw})$; (f) $w(\vec{Q}_{dm})$. La profondeur de couche de mélange est représentée par la ligne continue dans les sections verticales.

5.2 L'Atlantique Equatorial

La langue d'eau froide (LEF) équatoriale se caractérise par une chute de la SST de $5^{\circ}C$ à $7^{\circ}C$ au cours des mois de Mai à Juillet : c'est le signal saisonnier le plus important de l'Atlantique équatorial (Caniaux et al., 2011). L'occurrence de la LEF est associée à la migration vers le nord de la zone de convergence intertropicale et elle s'étend spatialement des côtes Gabonaise à $20^{\circ}W$ en longitude et de l'équateur à $5^{\circ}S$ en latitude.

L'origine de la LEF est généralement vue comme une conséquence de l'upwelling équatorial qui est engendré par la divergence d'Ekman au passage de l'équateur (Philander et al., 1990). Cependant les mécanismes physiques de production de l'upwelling, de l'inclinaison de la thermocline le long de l'équateur et finalement de la LEF font toujours l'objet d'un large débat dans la communauté scientifique. La propagation d'ondes de Kelvin et de Rossby piégées à l'équateur ont fait la part belle à la théorie ondulatoire. En effet en forçant des modèles à gravité réduite par des coups de vent à l'ouest du bassin, Adamec et O'Brien (1978) et Philander et Pacanowski (1981) ont réussi à simuler un upwelling équatorial et une LEF dans l'est du bassin. Néanmoins l'échelle des structures simulées n'était pas correcte au regard des observations, et le décalage de l'upwelling et de la LEF dans l'hémisphère sud n'étaient pas reproduit (Houghton, 1983). L'upwelling équatorial n'est donc pas une pure réponse à la fameuse "*remote wind forcing theory*".

Les études sur la formation de l'upwelling équatorial sont souvent fondées sur la théorie d'Ekman (Weisberg et Tang, 1983 ; Zebiak et Cane, 1987 ; Okumura et Xie, 2004 ; Caniaux et al., 2011) qui n'intègrent pas la circulation équatoriale. Notamment, ces études ne tiennent pas compte des interactions entre le courant de surface et le vent et donc du flux d'énergie cinétique associé. Ce point est un grave défaut car la circulation équatoriale est intense ($\simeq 1m.s^{-1}$) et fortement cisailée horizontalement et surtout verticalement avec la présence du courant équatorial sud en surface et du sous courant équatorial vers 50 m, tout deux s'écoulant dans des directions zonales opposées.

Ma contribution principale à l'expérience AMMA-EGEE (2006) (Redelsperger et al., 2006 ; Boulès et al., 2007) a porté sur la compréhension du développement de l'upwelling équatorial. J'ai donc proposé des diagnostics de vitesse verticale dans le cadre du système d'équations primitives qui prennent en compte toute la complexité des modèles actuels.

5.2.1 Une Forme Expansée de l'Equation de la Vitesse Verticale

Pour accéder aux sources de vitesses verticales dans les régions équatoriales, il faut revenir à l'origine, c'est à dire à l'équation de la divergence :

$$\frac{\partial D}{\partial t} = f\zeta - \beta u - \frac{1}{\rho} \nabla^2 P + \vec{\nabla} \cdot \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \right) + \text{Termes Non-Linéaires} \quad (5.2)$$

où $D = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$ est la divergence du courant horizontal (u, v) , f le paramètre de Coriolis, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$, ζ la composante verticale de la vorticité, u le courant zonal, ρ la densité, P la pression et $\vec{\tau}$ le flux turbulent de quantité de mouvement.

On note que les processus impliqués dans l'évolution du terme dynamique $(f\zeta - \beta u)$ ne sont pas explicites dans l'équation (5.2). En particulier, les forçages associés au rotationnel de la tension du vent et à la tension zonale du vent n'apparaissent pas explicitement dans l'équation (5.2). Ce point est réellement un problème car le vent est bien connu pour son rôle moteur dans le développement de l'upwelling équatorial et de la LEF. Il est donc essentiel de pouvoir en estimer l'impact. Une façon de pallier ce problème est de faire un développement temporel du terme $(f\zeta - \beta u)$, à savoir :

$$(f\zeta - \beta u)(t) = (f\zeta - \beta u)(t_0) + \int_{t_0}^t \left(f \frac{\partial \zeta}{\partial t} - \beta \frac{\partial u}{\partial t} \right) dt \quad (5.3)$$

Le développement (5.3) fait appel aux équations de la vorticité (5.4) et du courant zonal (5.5) ;

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = (\zeta + f) \frac{\partial w}{\partial z} + \vec{k} \cdot \vec{\nabla} \times \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \right) - \beta v + \text{Termes Non-Linéaires} \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + f v + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} + \text{Termes Non-Linéaires} \quad (5.5)$$

qui permettent d'extraire, entre autres, les termes liés aux flux de quantité de mou-

vement. La combinaison de l'équation de continuité et du développement (5.3) conduit à une forme expansée de l'équation de la vitesse verticale w qui s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial w(-z)}{\partial t} = F_{ext} + F_{int}(w) \quad (5.6)$$

où F_{ext} représente la catégorie des forçages externes, c'est-à-dire explicitement indépendant de w ou de D et F_{int} représente la catégorie des forçages internes explicitement dépendant de w . Cette décomposition peut paraître arbitraire, en fait elle ne l'est pas. En effet, elle permet d'isoler la réponse, c'est à dire la rétro-action de l'océan représentée par le forçage F_{int} , au forçage externe F_{ext} qui l'a initiée. Cette approche est directement inspirée des ω -équations (Pagé et al., 2007) dans lesquelles la vitesse verticale agit dans le but de rétablir l'équilibre du vent thermique aux latitudes moyennes. Cette décomposition en forçages externe et interne obéit au principe général de *l'Action-Réaction* qui n'est autre que la troisième loi de Newton. Cette loi impose que la vitesse verticale travaille à la restauration d'un équilibre fondamental qui n'est pas connu aux latitudes équatoriales, contrairement aux latitudes moyennes où le géostrophisme est un équilibre robuste. Lorsque les hypothèses d'Ekman sont appliquées, les forçages externe et interne conduisent directement aux expressions du pompage d'Ekman des latitudes moyennes et équatoriales. Ce point renforce la légitimité de cette décomposition car elle englobe la théorie d'Ekman dont le domaine de validité est inférieur à celui du système PE.

F_{ext} et F_{int} s'expriment comme suit :

$$\begin{cases} F_{ext} = F_{p1} + F_{p2} + F_v + F_{\tau_x} + F_{rot\tau} + F_{div\tau} + F_{DefD} + F_{Baro\zeta} + F_{BaroD} \\ F_{int} = F_{stretch\zeta} + F_{NL} \end{cases} \quad (5.7)$$

avec :

$$\left\{ \begin{array}{l}
F_{\tau_x} = - \int_0^t \int_{-z}^0 (\beta \frac{\partial \tau_x}{\partial z}) dz dt \\
F_{rot\tau} = \int_0^t \int_{-z}^0 f \vec{k} \vec{\nabla} \times (\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z}) dz dt \\
F_{div\tau} = \int_{-z}^0 (\frac{\partial \vec{\nabla} \vec{\tau}}{\partial z}) dz \\
F_v = - \int_0^t \int_{-z}^0 (2\beta f v) dz dt \\
F_{DefD} = - \int_{-z}^0 Def_1(D) dz \\
F_{stretch\zeta} = \int_0^t \int_{-z}^0 (f(\zeta + f) \frac{\partial w}{\partial z}) dz dt \\
F_{NL} = \int_0^t \int_{-z}^0 (-f w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + \beta w \frac{\partial u}{\partial z} + f Tilt(\zeta)) dz dt + \int_{-z}^0 (Adv(D) + Def_2(D)) dz \\
F_{p_1} = \int_0^t \int_{-z}^0 (\frac{\beta}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}) dz dt \\
F_{p_2} = \int_{-z}^0 ((f\zeta - \beta u)^* - \frac{1}{\rho} \nabla^2 P) dz \\
F_{Baro\zeta} = \int_0^t \int_{-z}^0 f Baro(\zeta) dz dt \\
F_{BaroD} = \int_{-z}^0 Baro(D) dz
\end{array} \right. \quad (5.8)$$

où $(f\zeta - \beta u)^* = (f\zeta - \beta u)_{t=0} + \int_0^t (f Advh(\zeta) - \beta Advh(u)) dt$ est le terme dynamique sans advection verticale.

Cette décomposition donne un accès explicite à toutes les sources de vitesse verticale, ce que ne permet pas l'équation de continuité. On ne détaille pas ici les développements et les termes d'advection (*Advh*), barocline (*Baro*), de déformation (*Def*) et de bascule (*Tilt*) dont on trouvera les expressions dans Giordani et Caniaux (2011). Les forçages F_{τ_x} , $F_{rot\tau}$ et $F_{div\tau}$ sont associés à la composante zonale, au rotationnel et à la divergence du flux turbulent de quantité de mouvement, respectivement. Ces forçages sont liés à la tension du vent en surface mais aussi au cisaillement de courant sur la verticale et l'horizontale. Les forçages F_v , F_{DefD} , $F_{stretch\zeta}$, F_{NL} sont associés à la circulation et les forçages F_{p_1} , F_{p_2} , $F_{Baro\zeta}$, F_{BaroD} sont associés au champ de masse. En particulier la réponse interne de l'océan F_{int} a pour composantes **i**) $F_{stretch\zeta}$, le terme d'étirement des vortex qui est le processus par lequel le fluide conserve sa vorticité potentielle et **ii**) F_{NL} , le terme non-linéaire qui inclue les termes d'advections verticales, de déformation et de bascule. Enfin le forçage F_{p_2} résulte du déséquilibre entre les termes de circulation $(f\zeta - \beta u)^*$ et de pression $(\frac{1}{\rho} \nabla^2 P)$.

Cette approche est complète, elle apporte donc une valeur ajoutée aux approches simplifiées dans lesquelles l'océan est considéré comme un milieu passif forcé par le vent.

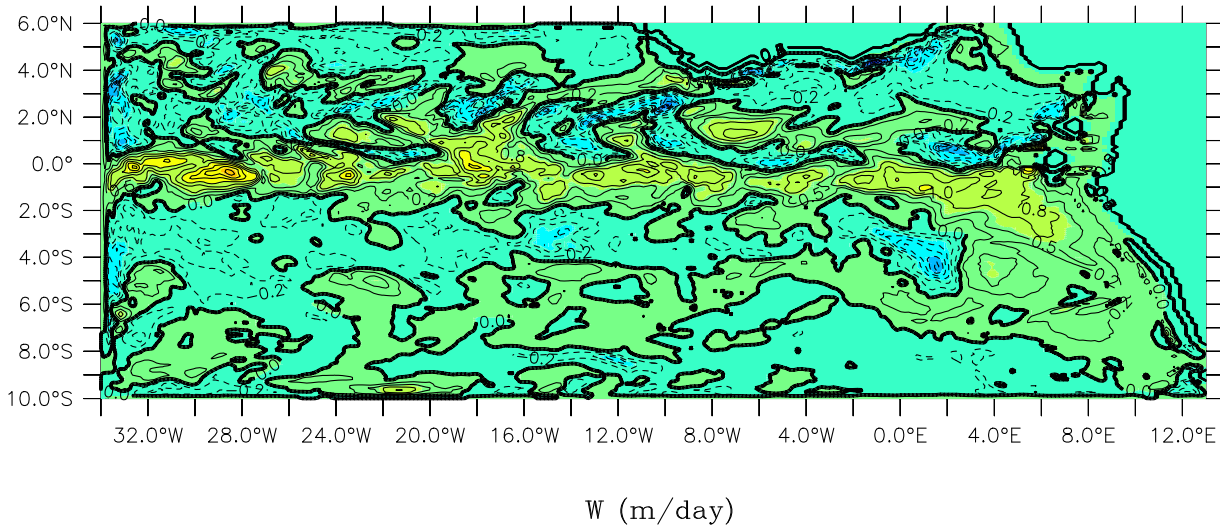


FIG. 5.4 – Vitesse verticale à 20m ($m.j^{-1}$) moyennée sur la période Mai-Août 2006

5.2.2 Diagnostique des Sources de Vitesse Verticale à l'Equateur

Cette section présente la vitesse verticale et ses sources identifiées dans les équations (5.6) et (5.7) et explicitées dans le système (5.8). Les champs présentés dans cette section ont été diagnostiqués à 20m de profondeur sur une simulation numérique régionale réaliste de l'Atlantique équatorial et moyennés entre Mai et Août 2006, la période de formation de la LEF pendant AMMA-EGEE (2006).

La vitesse verticale simulée par le modèle (Fig. 5.4) met en évidence la présence de l'upwelling dans la bande équatoriale [$2^{\circ}S, 1^{\circ}N$] et de l'upwelling d'Angola entre $6^{\circ}S$ et l'équateur en latitude et entre $3^{\circ}E$ et la côte Angolaise (Doi et al., 2007). Les structures dans l'upwelling équatorial et dans les subsidences de part et d'autre de l'équateur sont de grande échelle, conformément aux grands rayons de Rossby dans cette région. Enfin l'alternance d'upwellings et de downwellings entre l'équateur et $4^{\circ}N$ est due à la propagation des ondes tropicales d'instabilité. Les intensités sont de l'ordre de $2m.s^{-1}$ dans l'ouest du bassin et de $0.5m.s^{-1}$ dans l'upwelling d'Angola. A partir des données collectées pendant les expériences FOCAL-SEQUAL (1984) et AMMA-EGEE (2006), Weingartner et Weisberg (1991) et Rhein et al. (2010) confirment respectivement ces résultats.

L'opposition des forçages F_{ext} et F_{int} dans tout le domaine est clairement mise en évidence sur les Figures (5.5a) et (5.5b). Ce résultat signifie que la vitesse verticale est telle que son forçage associé F_{int} s'oppose au forçage F_{ext} qui lui a donné naissance. Cet équilibre révèle une régulation robuste entre F_{ext} et F_{int} et illustre le principe d'Action-Réaction mentionné dans la Section (5.2.1). D'après l'équation (5.6), ce principe montre que la réponse de l'océan F_{int} au forçage externe F_{ext} tend à minimiser le terme de tendance

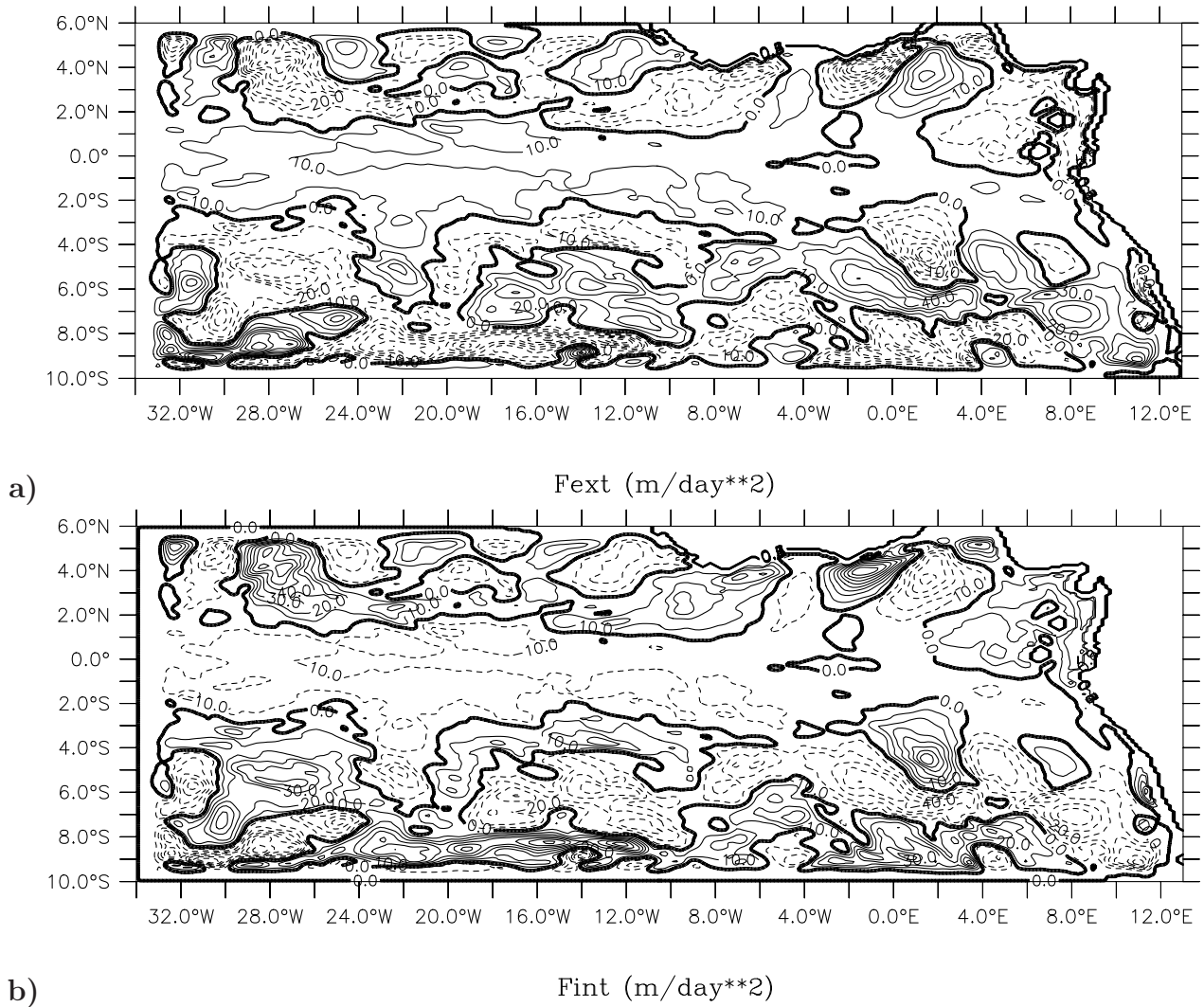


FIG. 5.5 – w -sources ($m.j^{-2}$) à 20m moyennées sur la période mai-août 2006, a) F_{ext} , b) F_{int} . Les expressions de ces forçages sont données dans le système (5.8).

$(\frac{\partial w}{\partial t})$. Sur la base d'observations, Weingartner et Weisberg (1991) confirment le caractère monotone de la vitesse verticale durant les mois d'été boréal. Par conséquent, la vitesse verticale à l'équateur résulte plutôt de l'équilibre entre F_{ext} et F_{int} que du résidu entre ces deux termes, puisqu'il est quasiment nul en moyenne sur la période.

Principales Sources Externes de Vitesse Verticale

Comme l'indique la Figure (5.5), F_{ext} est source d'ascendance dans les régions équatoriales et d'Angola et source de subsidence au delà des latitudes $2^{\circ}N$ et $3^{\circ}S$. Ce champ est donc cohérent avec la distribution spatiale de la vitesse verticale simulée (Fig. 5.4), ce

qui confirme le lien entre w et F_{ext} .

Une analyse plus fine des principaux mécanismes de développement des upwellings équatorial et d'Angola est donnée par les 5 principales composantes, parmi 9, de F_{ext} qui sont présentées maintenant par ordre décroissant d'importance.

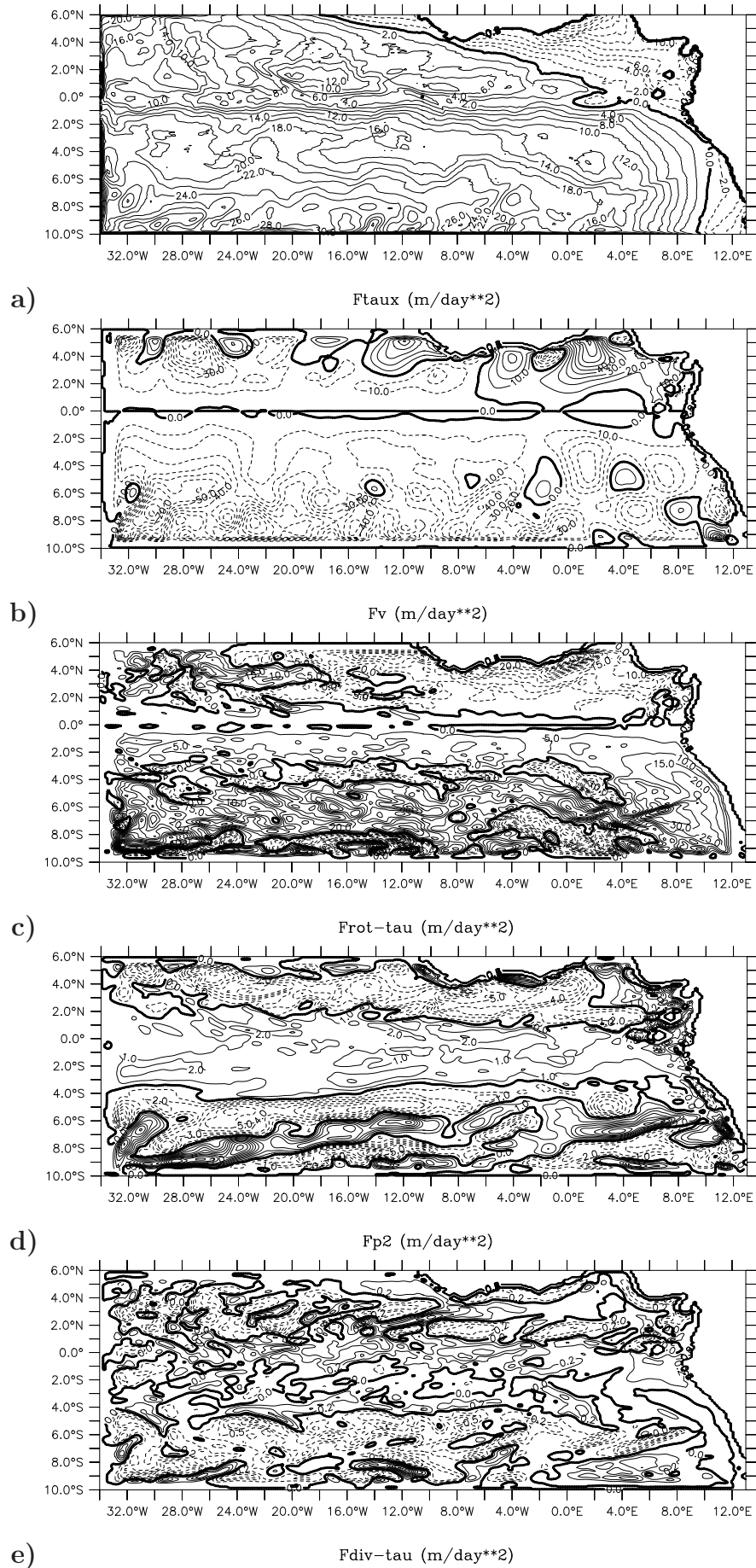


FIG. 5.6 – w -sources ($m \cdot j^{-2}$) à 20m moyennées sur la période Mai-Août 2006, a) F_{T_x} , b) F_v , c) $F_{rot\tau}$, d) F_{p2} , e) $F_{div\tau}$. Les expressions de ces forçages sont données dans le système (5.8).

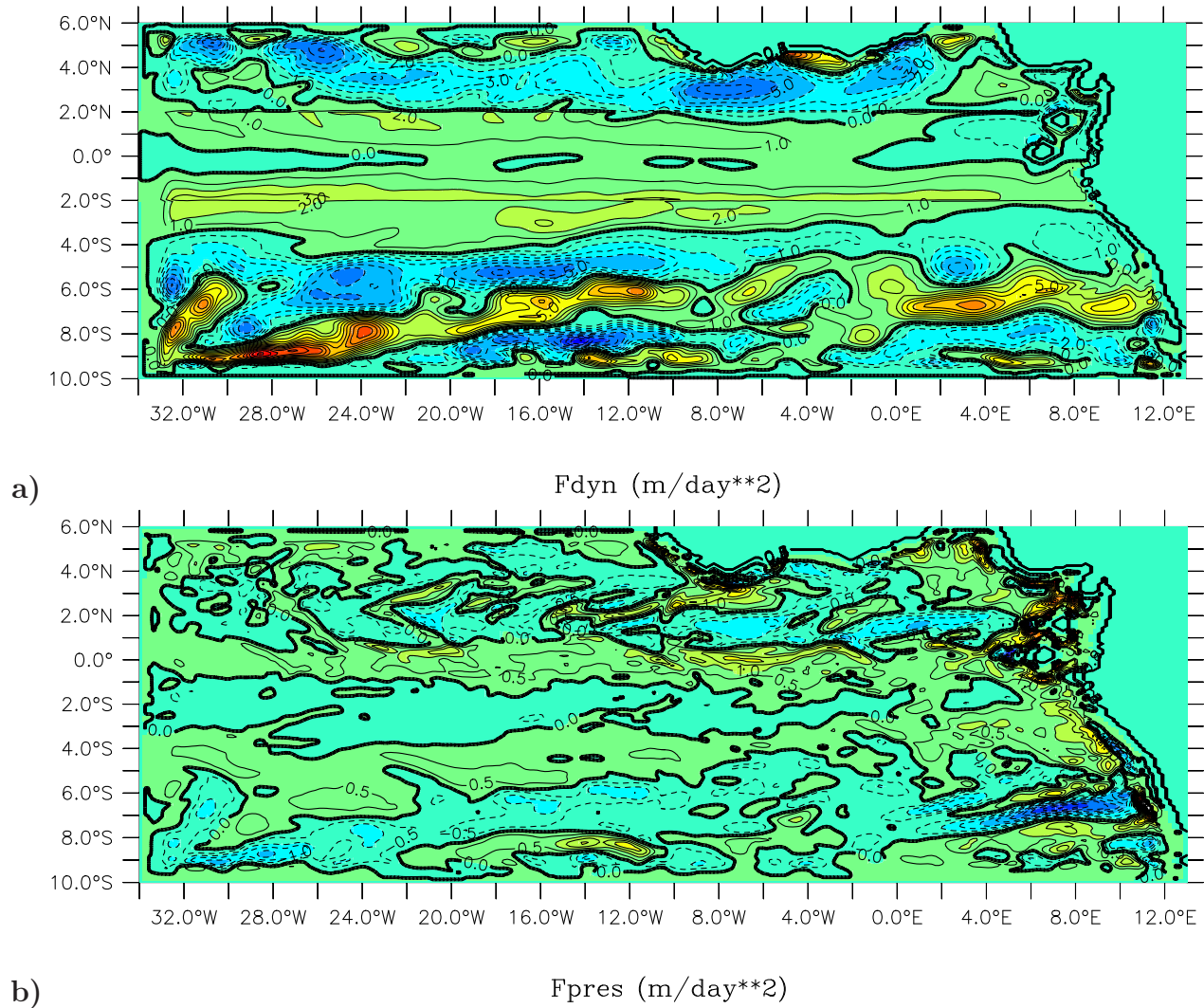


FIG. 5.7 – Termes ($m.j^{-2}$) a) $(f\zeta - \beta u)^*$ et b) $-\frac{1}{\rho}\nabla^2 P$ à 20m moyennés sur la période Mai-Août 2006.

Forçage F_{τ_x}

Le forçage F_{τ_x} (Fig. 5.6a) est la plus forte contribution au développement de l'upwelling équatorial ($F_{\tau_x} > 0$). F_{τ_x} est d'ailleurs une source d'upwelling dans la majeure partie du domaine excepté dans le Golfe de Guinée où F_{τ_x} est négatif et induit des mouvements subsidents. Ce résultat est conforme à ceux de Colin (1989) et Panitz et Speth (1986) qui montrent une forte corrélation entre l'intensification des vents d'Est et l'établissement de l'upwelling équatorial. Comme le rappelle le système (5.8), l'intensité de F_{τ_x} ne dépend pas seulement de la tension zonale du vent en surface mais aussi du cisaillement vertical du flux de quantité de mouvement qui est fort dans cette région. La forte diminution de F_{τ_x} le long de l'équateur et son changement de signe dans la partie Nord-Est du domaine sont attribués à la rotation des vents au passage de l'équateur.

Forçage F_v

Le forçage F_v est associé à l'advection de vorticité planétaire par le courant méridien v (système 5.8). Il est fortement négatif dans la majeure partie du domaine (Fig. 5.6b), sauf le long des côtes Guin ennes où les noyaux positifs et négatifs sont probablement induits par les oscillations du courant de Guinée. Les contributions négatives (subsidences) sont dues au signe du courant méridien qui est négatif dans l'hémisphère sud et positif dans l'hémisphère nord, en moyenne sur la période. Dans la théorie d'Ekman, ce processus induit uniquement un upwelling centré à l' quateur (Caniaux et al., 2011). Cette différence radicale provient de l'expression du courant méridien dans les deux approches. Dans la théorie d'Ekman le courant méridien dépend uniquement de la tension méridienne du vent qui est positive (Caniaux et al., 2011) et induit donc un forçage F_v positif (voir expression dans le système 5.8) dans l'hémisphère sud. Lorsque des coups de vent de sud suffisamment forts ont la capacité d'inverser le sens du courant méridien " v ", c'est à dire de rendre $v > 0$ au sud de l' quateur, alors F_v devient positif et génère un upwelling, uniquement dans ce cas. Même si Philander et Pacanowski (1981) et Panitz et Speth (1986) ont montré que certains refroidissements en SST sont associés à des renforcements de la tension méridienne du vent à des fréquences entre 50 et 200 jours, ceux-ci restent spatialement et temporellement localisés, et leurs effets n'apparaissent donc pas dans la moyenne présentée sur la Figure (5.6b).

On remarque que F_{τ_x} (Fig. 5.6a) et F_v (Fig. 5.6b) sont opposés sur tout le domaine. On peut expliquer cela comme suit. Dans l'hémisphère sud ($f < 0$), une intensification de la tension zonale d'est ($\tau_x < 0$) tend à accroître le courant zonal vers l'ouest ($u < 0$) et donc le courant méridien vers le sud ($v < 0$) via la force de Coriolis. En conséquence, la force de Coriolis couple les forçages F_{τ_x} et F_v avec des effets opposés sur la vitesse verticale.

Forçage $F_{rot\tau}$

Avec des valeurs positives s'étendant d'Est en Ouest dans la bande de latitudes $[0, 3^\circ S]$, le forçage $F_{rot\tau}$ (Fig. 5.6c) tend à placer l'upwelling équatorial dans l'hémisphère sud (Bakun et Nelson, 1991 ; Caniaux et al., 2011). Cette contribution à l'upwelling équatorial est la seconde en intensité. Les fortes valeurs positives de $F_{rot\tau}$   l'Est du bassin et vers $4^\circ S$ montrent que le rotationnel du flux de quantité de mouvement est la contribution majeure au développement de l'upwelling d'Angola. Les changements de signe de $F_{rot\tau}$ entre $10^\circ S$ et $3^\circ S$ dans la partie centrale du bassin sont induits par les forts gradients Sud-Nord de profondeur de couche de mélange. En effet ces variations de CMO affectent la distribution verticale du rotationnel du stress qui *in fine* changent le signe de $F_{rot\tau}$ et w (voir expression dans le système 5.8). Gr ce à l'approche en \mathbf{Q} -vecteurs, le même

mécanisme a été mis en évidence aux moyennes latitudes dans un filament de CMO documenté pendant l'expérience POMME (2001) (voir Section 5.1.2 et Giordani et al., 2006).

Forçage F_{p2}

En représentant le déséquilibre entre les termes de circulation $(f\zeta - \beta u)^*$ et de pression $(1/\rho\nabla^2 P)$, le forçage F_{p2} prend en compte les champs de courant et de masse dans la production de vitesse verticale. La Figure (5.6d) montre que F_{p2} est positif dans une large bande de latitude comprise entre $4^\circ S$ et $2^\circ N$ dans tout l'Atlantique ce qui en fait une contribution significative $(1 - 2m \cdot j^{-2})$ à l'upwelling équatorial. En dehors de cette bande, F_{p2} induit de la subsidence. Les composantes dynamique $F_{dyn} = \int_{-z}^0 (f\zeta - \beta u)^* dz$ et de pression $F_{pres} = - \int_{-z}^0 1/\rho \nabla^2 P dz$ du forçage F_{p2} sont présentées sur la Figure (5.7a,b). On remarque une forte contribution positive (upwelling) de F_{dyn} dans la bande $[3^\circ S - 2^\circ N]$ avec des valeurs de $2m \cdot j^{-2}$, excepté dans l'étroite région équatoriale $[1^\circ S - 1^\circ N]$ où apparaissent des valeurs négatives. Dans cette région, F_{pres} est une source d'upwelling et s'oppose à F_{dyn} , mais cette opposition est plus franche aux plus hautes latitudes. On retiendra finalement que le terme de circulation F_{dyn} est majoritairement une contribution positive à l'upwelling équatorial puisqu'il est faiblement compensé par le terme de pression F_{pres} .

En introduisant la pression dans la théorie d'Ekman, Stommel (1960) a montré que les gradients de pression ont pour effet d'intensifier la circulation méridienne équatoriale. En particulier, la branche dirigée vers l'équateur en subsurface s'en trouve renforcée ce qui accentue la convergence et donc l'upwelling à l'équateur. Ceci montre l'importance du rôle joué par la pression, rôle confirmé par les résultats numériques de Liu et al. (1994), de Giordani et Caniaux (2011) et expérimentaux de Knauss (1966).

Forçage $F_{div\tau}$

Le forçage $F_{div\tau}$, associé à la divergence du flux de quantité de mouvement (système 5.8 et Fig. 5.6e), est un à deux ordres de grandeurs plus faible que les précédents forçages. Sa contribution est positive tout au long de l'équateur entre $4^\circ S$ et $1^\circ N$, mais cette contribution n'est pas significative contrairement à ce que prévoit la théorie d'Ekman. En effet, la divergence du transport d'Ekman induite par les alizés à l'équateur est souvent mentionnée comme étant la source principale de l'upwelling équatorial (Cromwell, 1953; Philander et al., 1990; Weingartner et Weisberg, 1991; Okumura et Xie, 2004; Caniaux

et al., 2011).

Ces résultats confirment la théorie d'Ekman (Zebiak et Cane, 1987) sur le rôle important de la tension zonale du vent. Par contre, les approches d'Ekman et généralisée, présentée dans ce manuscrit, sont en désaccord sur plusieurs points dont on trouvera les détails dans Giordani et Caniaux (2011). En effet, dans la théorie d'Ekman, l'advection méridienne de vorticité planétaire F_v induit un upwelling à l'équateur et un downwelling dans l'approche généralisée. Cette différence radicale vient du fait que ce processus dépend uniquement de la tension méridienne du vent dans la théorie d'Ekman alors qu'elle dépend du courant méridien dans l'approche généralisée. D'autre part, la théorie d'Ekman tend respectivement à sur-estimer et sous-estimer la divergence et le rotationnel du flux de quantité de mouvement, par rapport à l'approche généralisée. La conséquence est que l'upwelling d'Angola n'est pas ou très mal représenté dans l'approche d'Ekman (voir Giordani et Caniaux, 2011). Enfin l'approche généralisée fait apparaître un forçage qui prend en compte la dynamique thermohaline de l'océan. Ce forçage (F_{p2}) est essentiel pour l'upwelling équatorial et n'existe pas dans la théorie d'Ekman car celle-ci ne restitue que la circulation issue de l'équilibre des forces de Coriolis et de la tension du vent.

L'approche PE généralisée présentée dans cette section a mis en évidence le nombre et la complexité des processus impliqués dans la production de vitesse verticale, notamment ceux qui entrent dans le développement de l'upwelling équatorial. Cette approche a aussi montré les limites de validité de la théorie d'Ekman dont une utilisation abusive peut conduire à de mauvaises conclusions.

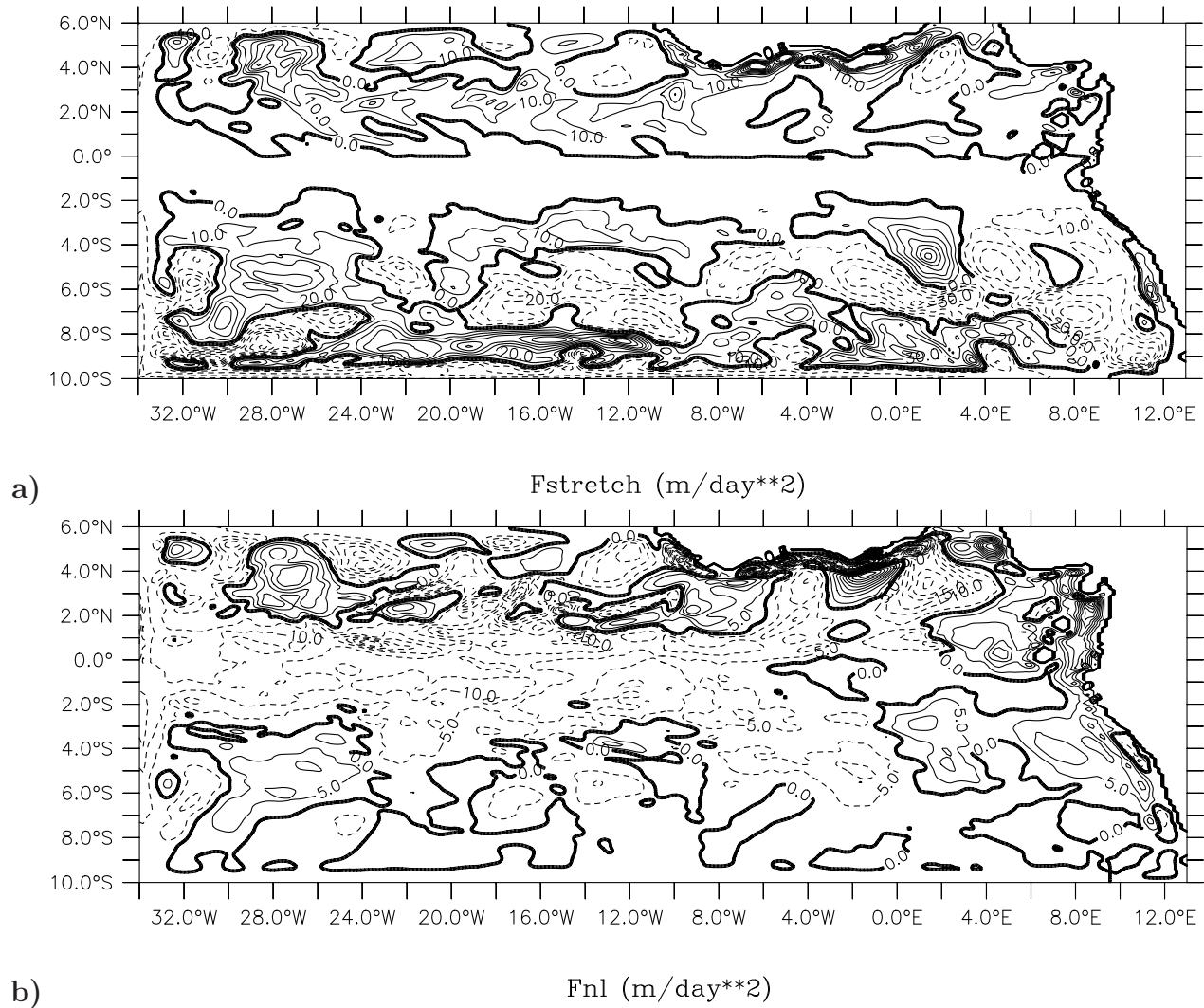


FIG. 5.8 – w -sources ($m.j^{-2}$) à 20m moyennées sur la période Mai-Août 2006, a) $F_{stretch\zeta}$, b) F_{NL} . Les expressions de ces forçages sont données dans le système (5.8).

5.2.3 Vers une Equation d'Equilibre Equatoriale ?

La méthodologie exposée dans la Section (5.2.1) consistant à séparer les forçages indépendant de w (externe) et dépendant de w (interne) est validée par l'opposition des forçages F_{ext} et F_{int} montrée par les Figures (5.5a) et (5.5b). En effet cette opposition montre que la vitesse verticale est telle qu'elle génère un forçage F_{int} opposé au forçage F_{ext} qui lui a donné naissance. Ce comportement, qualifié d'inter-régulation entre les forçages F_{ext} et F_{int} , illustre bien la troisième loi de Newton.

Une analyse plus fine de la réponse océanique est conduite en considérant les deux composantes $F_{stretch\zeta}$ et F_{NL} de F_{int} . $F_{stretch\zeta}$ représente l'étirement des vortex sur la

verticale (Holton, 1992; Viúdez et al., 1996) et F_{NL} contient les termes non-linéaires constitués des termes d'advection, de déformation et de bascule des vortex (voir système 5.8).

Le forçage $F_{stretch\zeta}$ (Fig. 5.8a) présente des intensités croissantes de l'équateur vers les plus hautes latitudes et inversement pour F_{NL} (Fig. 5.8b). Par conséquent le mécanisme de régulation entre F_{ext} et F_{int} , mentionné ci-dessus, est contrôlé par l'ajustement linéaire (à condition que $f \gg \zeta$) $F_{stretch\zeta}$ aux hautes latitudes, c'est-à-dire pour des latitudes au-delà de $2^\circ N$ et $2^\circ S$, et par l'ajustement non-linéaire F_{NL} aux basses latitudes, c'est-à-dire pour des latitudes comprises entre $2^\circ S$ et $2^\circ N$, et donc particulièrement à l'équateur. En fait il n'y a pas de coupure nette en latitude du processus d'ajustement ce qui fait que $F_{stretch\zeta}$ et F_{NL} travaillent continûment pour équilibrer le forçage externe F_{ext} .

Ce mécanisme d'inter-régulation entre F_{ext} et F_{int} suggère que les mouvements verticaux à l'équateur s'organisent de façon à restaurer un état de base équilibré qui est difficile à définir. Ce résultat numérique est confirmé par des approches théoriques (Theiss et Mohebalhojeh, 2009) qui montrent qu'il existe un état de base à l'équateur. Cependant cet état résulte d'un équilibre complexe entre divers forçages, notamment non-linéaires, contrairement aux latitudes moyennes où l'état de base géostrophique résulte de l'équilibre des deux forces dominantes qui sont les forces de Coriolis et de pression.

En dépit de cette complexité, des auteurs tels que Colin et Rotshi (1970) et Picaut et al. (1990) suggèrent la relation linéaire suivante pour estimer le courant géostrophique à l'équateur :

$$\rho\beta u = -\frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \quad (5.9)$$

Bien que l'équation (5.9) soit la plus simple relation exprimant le géostrophisme équatorial, celle-ci a été utilisée avec un certain succès à partir d'observations ou de sorties de modèles (Bryden and Brady, 1985; Picaut et al., 1989; Delcroix et al., 1991).

Bien que $F_{dyn} = \int_{-z}^0 (f\zeta - \beta u)^* dz$ soit nettement plus fort que $F_{pres} = -\int_{-z}^0 1/\rho \nabla^2 P dz$, la Figure (5.7) fait apparaître une opposition entre ces deux forçages. En effet, aux latitudes élevées, typiquement au-delà de 2° de latitude nord et sud, le terme de pression F_{pres} tend à compenser le terme de circulation F_{dyn} qui est piloté par le terme de vorticité ($f\zeta$); c'est l'équilibre géostrophique classique. Dans la bande équatoriale [$2^\circ S, 2^\circ N$], F_{pres} tend aussi à compenser le terme de circulation F_{dyn} , mais ici de façon moins claire. Ici F_{dyn} est piloté par le terme (βu).

Certes, le différentiel entre F_{dyn} et F_{pres} est fort, c'est ce qui en fait une source de vitesse verticale importante à l'équateur ($F_{p2} \neq 0$). Cependant l'opposition entre ces deux termes suggère que l'on tient peut-être là les éléments d'un équilibre linéaire géostrophique équatorial qui s'exprime comme suit :

$$f\zeta - \beta u - \frac{1}{\rho} \nabla^2 P = 0 \quad (5.10)$$

La relation (5.10) est la forme linéarisée et stationarisée de l'équation de la divergence (5.2). Elle est consistante avec la relation (5.9) mais est plus générale. La différentiation sur la verticale de l'équation (5.10) permet d'obtenir une relation locale entre la masse et le courant qui est :

$$\frac{g}{\rho} \nabla^2 \rho = \beta \frac{\partial u}{\partial z} - f \frac{\partial \zeta}{\partial z} \quad (5.11)$$

Attention cet équilibre est faible donc peu contraignant, mais la dynamique verticale de l'océan tendrait sans cesse à le restaurer. Ainsi d'après le schéma conceptuel (5.9), si le cisaillement ($\frac{\partial u}{\partial z}$) est négatif (positif) aux latitudes équatoriales, un upwelling (downwelling) se met en place pour maintenir par advection la concavité négative (positive) du champs de densité. En conséquence la présence du courant équatorial sud s'écoulant vers l'ouest en surface et du sous-courant équatorial s'écoulant vers l'est doit induire un upwelling pour ajuster le champs de densité : ceci est confirmé par la remonté des isopycnes à l'équateur.

Enfin si un équilibre géostrophique existe à l'équateur, il incorpore très probablement des termes non-linéaires comme mentionés par certains travaux théoriques (Saujani et Shepherd, 2006 ; Raymon, 2006).

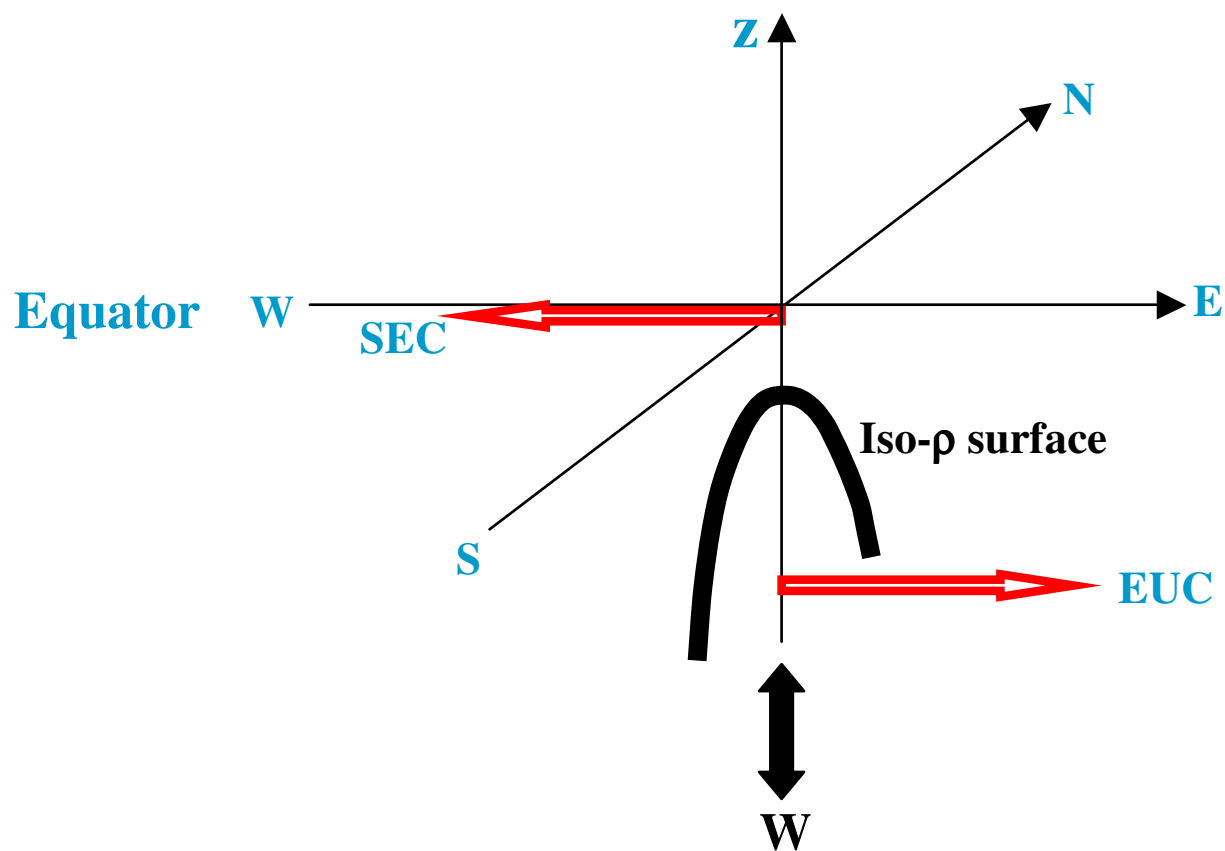


FIG. 5.9 – Schéma conceptuel du système de courants zonaux à l'équateur (flèches rouges) et de la vitesse verticale (\mathbf{W}) associée. Le courant équatorial sud (SEC) s'écoule vers l'ouest en surface et le sous-courant équatorial (EUC) s'écoule vers l'est en sub-surface. La vitesse verticale " \mathbf{W} " tend à ajuster la concavité des isopycnes au cisaillement vertical du courant zonal conformément à l'équation de balance linéaire (5.11).

Le concept d'*émergence* réside dans l'interaction entre les parties qui composent un système et en définit ses propriétés. En sciences, l'*émergence* sert à décrire comment une multitude d'entités prises collectivement forment un ensemble cohérent. Cette cohérence signifie que l'ensemble est doté de ses propres lois, a ses propriétés propres qui font que l'ensemble peut être étudié indépendamment de ses fragments. Le concept d'*émergence* a été énoncé aux alentours de 1920 par un groupe de philosophes et de biologistes britanniques, concept qui a été reformulé en *complexité irréductible* par le professeur de biochimie Michael Behe, en 1996. La *complexité irréductible* est la théorie selon laquelle certains systèmes biologiques sont trop complexes pour être le résultat de l'évolution de précurseurs plus simples. Cette théorie, dite du "*tout*", est appliquée avec un certain succès à d'autres domaines non scientifiques.

Chapitre 6

Le Couplage Océan-Atmosphère à Méso-Echelle

6.1 Quelques Etudes Régionales

La modélisation océan-atmosphère couplée à l'échelle régionale connaît aujourd'hui un essor sans précédent. Quelques études existent déjà dans ce domaine dont on donne ici quelques exemples.

L'interaction d'un tourbillon océanique de méso-échelle avec un vent d'ouest dans l'hémisphère Nord a pour effet d'intensifier le vent au dessus des eaux chaudes au centre du tourbillon et à le diminuer à sa périphérie où les eaux sont plus froides. Cette perturbation du vent modifie ensuite le transport d'Ekman qui force le tourbillon chaud à se déplacer vers le sud (White et Annis, 2003).

Fondé sur le modèle régional couplé SCOAR, qui est composé des modèles RSM pour l'atmosphère et ROMS pour l'océan, Seo et al. (2007a,b) ont montré que le couplage océan-atmosphère à l'équateur a pour effet de ralentir la propagation vers l'ouest des ondes tropicales d'instabilité par rapport au mode forcé, en raison d'une tension du vent en surface plus faible. Cette diminution de la tension du vent en surface trouve son origine non seulement dans les modifications de stabilité et de pression atmosphérique induites par les anomalies de SST associées aux ondes tropicales d'instabilité, mais également dans le courant de surface. En effet Seo et al. (2007b) ont montré que la prise en compte du courant de surface peut induire une diminution de la tension du vent en surface jusqu'à

20% dans les régions équatoriales. De telles modifications a des conséquences significatives sur le mélange turbulent et le courant lui même, notamment sa composante verticale (rotationnel et divergence) dans la couche de mélange. Cette modification de la tension en surface par les courants suggère donc une source possible d'erreurs dans des simulations océaniques forcées par les vents QuikSCAT. En effet comme ces vents observés intègrent les effets du couplage océan-atmosphère, ils peuvent générer des biais et dérives océaniques si le modèle ne simule pas des courants réalistes en intensité et variabilité spatio-temporelle. Ainsi, si les composantes observées du forçage de surface ne sont pas cohérents avec la dynamique de la CMO (au moins) du modèle, les simulations sont vouées à une qualité médiocre. L'expérience POMME (2001) a permis de confirmer ce résultat (Caniaux et al., 2005b; Paci et al, 2005; Giordani et al., 2005b) qui est peu intuitif mais est d'un enseignement majeur.

Les perturbations des latitudes moyennes croissent par instabilité barocline (Chang et al., 1993) et une des sources de baroclinie en basses couches (surface-850hPa) provient des gradients de SST des grands systèmes de courants tels que le Gulf-Stream, la Dérive Nord Atlantique et le Kuroshio (voir Section 4.2). Ces systèmes océaniques accroissent la fréquence des vents forts ($> 20m/s$) (Sampe et Xie, 2007), qui en retour intensifient les transports méridiens de chaleur océaniques et les fronts de SST. Dans les régions frontales océaniques, le couplage océan-atmosphère a donc une branche de rétro-action positive sur les dépressions atmosphériques des latitudes moyennes (Hoskins et Valdes, 1990). Le système front de SST - perturbations atmosphériques peut donc être vu comme un système auto-entretenu. D'après Nakamura et al. (2004), l'occurrence des vents forts sur les fronts océaniques résulte principalement des effets du couplage sur la distribution spatio-temporelle du rail des dépressions.

Les effets du couplage sur la dynamique et la thermodynamique de l'océan et de l'atmosphère en mer Adriatique ont été quantifiés par Pullen et Doyle (2006) en régime de Bora. Des simulations mensuelles régionales à haute résolution (2km pour l'océan et 4km pour l'atmosphère) ont été réalisées en mode couplé et forcé avec le modèle COAMPS (Hodur, 1997). En mode forcé, l'atmosphère est contrainte par les analyses de SST mises à jour toutes les 6 heures; l'océan est ensuite contraint en surface par les flux atmosphériques à la fréquence horaire. En mode couplé, les fréquences d'échanges sont identiques, à la différence que les SST transmises au modèle d'atmosphère proviennent du modèle d'océan et non des analyses. Pullen et Doyle (2006) ont montré une nette réduction des biais océanique et atmosphérique en mode couplé comparé au mode forcé. La simulation couplée est systématiquement plus réaliste par rapport aux observations in-situ et satellitaires. Par rapport au mode forcé, le modèle couplé simule des SST moins froides ($0.5^{\circ}C$), des flux turbulents de chaleur et de quantité plus faibles en intensité (-20%), une couche limite atmosphérique plus stable et moins turbulente et des vents plus faibles. Ces résultats montrent qu'un couplage océan-atmosphère à une fréquence assez faible (6 heures) apporte déjà une réelle valeur ajoutée par rapport au mode forcé contraint par des analyses de SST. Les effets dynamique et thermodynamique dans les deux milieux

induits par le couplage océan-atmosphère plaident pour l'utilisation de systèmes de prévision opérationnels couplés à haute résolution. Une réflexion sur ce sujet est en cours pour le modèle AROME à Météo-France.

L'impact du couplage océan-atmosphère est essentiel pour les cyclones tropicaux car leur développement dépend crucialement du contenu thermique de la CMO (Shay et al., 2000). Le seuil de 26°C sur la SST n'est pas un critère suffisant à leur maintien (Emmanuel, 2003). D'autre part, Samson et al. (2009) a montré que la dynamique et la thermodynamique de la CMO dépendent fortement de la vitesse de déplacement des cyclones tropicaux. Un cyclone préconditionne donc les propriétés de l'océan pour le cyclone suivant, et ainsi de suite. Si aujourd'hui on sait l'importance du contenu thermique océanique, sa place dans le fonctionnement intime des cyclones est par contre beaucoup moins bien connue et étudiée.

La circulation secondaire, ou radiale, dans un cyclone tropical est habituellement considérée comme une petite perturbation superposée à la circulation primaire autour du cyclone. Ceci tient au fait que la circulation secondaire est d'un ordre de grandeur plus faible que la circulation primaire. En considérant la circulation secondaire comme un système isolé de la circulation primaire, Kieu (2006) a montré que l'on est incapable de comprendre le développement d'un cyclone. En effet, ces deux circulations sont au contraire en étroite interaction et s'entretiennent mutuellement (Kieu, 2006). Cette interaction est fondée sur une rétro-action positive entre les effets diabatiques et la vitesse verticale. Plus le dégagement de chaleur latente est important et plus la vitesse verticale est forte, laquelle à son tour induit plus de dégagement de chaleur latente. Cette croissance n'est pas infinie car elle est limitée par les effets non linéaires ondulatoires qui évacuent la chaleur vers l'extérieur du système. En vertu de la conservation de la masse, ce processus contrôle la circulation secondaire en intensité et distribution spatiale, mais il est lui même contrôlé par le flux d'humidité associé à la circulation primaire en basses couches (Emmanuel, 1986). Les flux de chaleur latente en surface et en altitude sont donc les moteurs de ce mécanisme auto-régulé qui couple les circulations primaire et secondaire. Le potentiel d'évaporation en surface étant fortement lié au contenu thermique de la couche de mélange, on peut s'attendre à des effets importants du couplage océan-atmosphère sur les circulations secondaire et primaire, leurs interactions et finalement sur le développement des cyclones. Enfin les équations de Sawyer (1956) et Eliassen (1962) permettent de résoudre la circulation secondaire mais en considérant l'état de base de la circulation primaire déconnecté de la circulation secondaire. Kieu (2006) a montré que cette approche a ses limites et ne peut être utilisée pour les cyclones.

6.2 La Modélisation Couplée à Mésos-Echelle à Météo-France

La thèse de C. Lebeaupin (2007) a fait l'objet du développement d'un système couplé océan-atmosphère à aire limitée construit sur le couplage du modèle Meso-NH pour l'atmosphère (Lafore et al., 1998) avec un modèle unidimensionnel pour l'océan (Gaspar et al., 1990). Les colonnes océaniques sont donc indépendantes entre elles et sont attachées à la grille horizontale du modèle d'atmosphère. Le couplage entre les deux modèles s'effectue par le biais des flux de surface. Le mode forcé dit "one way" consiste à forcer le modèle d'océan en surface avec les flux du modèle d'atmosphère qui utilise un champ de SST prescrit dans le temps (analyse). Dans le mode couplé dit "two way", le modèle d'océan fait évoluer la SST qui est prise en compte dans le calcul des flux de surface. Ce modèle couplé est *relogeable* car il offre la souplesse d'être localisé dans n'importe quelle région du monde. Cette souplesse se traduit par la capacité d'être initialisé et forcé aux limites latérales avec des champs thermodynamiques, dynamiques et géographiques (bathymétrie, relief, végétation, ...) de provenances diverses. Ce point est essentiel en mode recherche.

6.2.1 Les Evènements Pluvieux Intenses en Méditerranée

Les effets du couplage sur des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) fortement précipitants et sur la CMO en Méditerranée ont été étudiés par Lebeaupin et al. (2006). Les simulations réalisées en mode forcé et couplé à $2.4km$ de résolution et à 24 heures d'échéance ont montré que la diminution de SST du mode couplé induit un affaiblissement des flux de chaleur en surface et donc de l'énergie convective disponible pour l'atmosphère par rapport au mode forcé où la SST est constante. Par exemple dans le cas du Gard des 8 et 9 septembre 2002, décrit en détail par Ducrocq et al. (2004) et Delrieu et al. (2005), le cumul journalier de précipitations du mode couplé est $24mm$ inférieur à celui du mode forcé. Mais Lebeaupin (2007) a montré qu'à échéance journalière, cette sensibilité est comparable à celles obtenues en modifiant la SST de $1^{\circ}C$ ou en changeant la paramétrisation des flux turbulents de surface.

Si la formation de barrières de sel par les précipitations est bien connue en régions tropicales (Dourado et Caniaux, 2003), ce phénomène a peu ou pas été observé et simulé aux latitudes moyennes. Le cas précipitant de l'Hérault du 3 décembre 2003 a donné l'opportunité de simuler un tel évènement dans le golfe du Lion. En activant et désactivant le flux d'eau douce en surface dans une simulation journalière de l'océan, Lebeaupin (2007) a mis en évidence la forte sensibilité de la CMO aux précipitations. En effet lorsque les précipitations sont désactivées, les profondeurs de CMO atteignent $200m$ sur toute

la zone en accord avec les fortes pertes de chaleur et les tensions du vent en surface et l'entraînement d'eau froide à travers la thermocline. Lorsque les précipitations sont activées, le flux d'eau douce, qui atteint 350mm en 24 heures dans le golfe du Lion (Fig. 6.1a), induit une forte chute de la salinité des couches superficielles océaniques. Comme le montre la Figure 6.1b, une couche limite interne stable inférieure à 25m , dite barrière de sel, se forme en lieu et place de la bande convective. On peut noter que dans cette zone, les courants de surface dépassent largement 1m/s (Fig. 6.1c) car le flux d'énergie cinétique en surface reste confiné dans la couche limite interne stable qui est de faible épaisseur (Cronin et Kessler, 2009). Maintenant, la question est de savoir quels impacts peuvent avoir de telles structures océaniques sur les flux de surface, la SST et finalement l'évolution des MCSs.

La Figure (6.1c) montre des différences de densité de surface significatives entre les simulations adoptant les fréquences de couplage de 6 heures et 5 minutes (Lebeaupin et al., 2009). Ces écarts en densité sont causés par l'étalement de la bande précipitante et un taux de précipitation faible à basse fréquence (6 heures) comparé à la haute fréquence (5 minutes). Avec une fréquence de couplage de 5 minutes ou même horaire, les forts taux de précipitation atteignent 60mm/h , forment une couche limite interne de faible salinité proche de la surface et empêchent le mélange vertical océanique. Les flux moyennés sur la fréquence de couplage de 6 heures filtrent les coups de vent intenses et les taux de précipitation extrêmes. Dans ces conditions la couche barrière stable ne peut se développer, ce qui explique le champ de différences de densité présenté sur la Figure 6.1c.

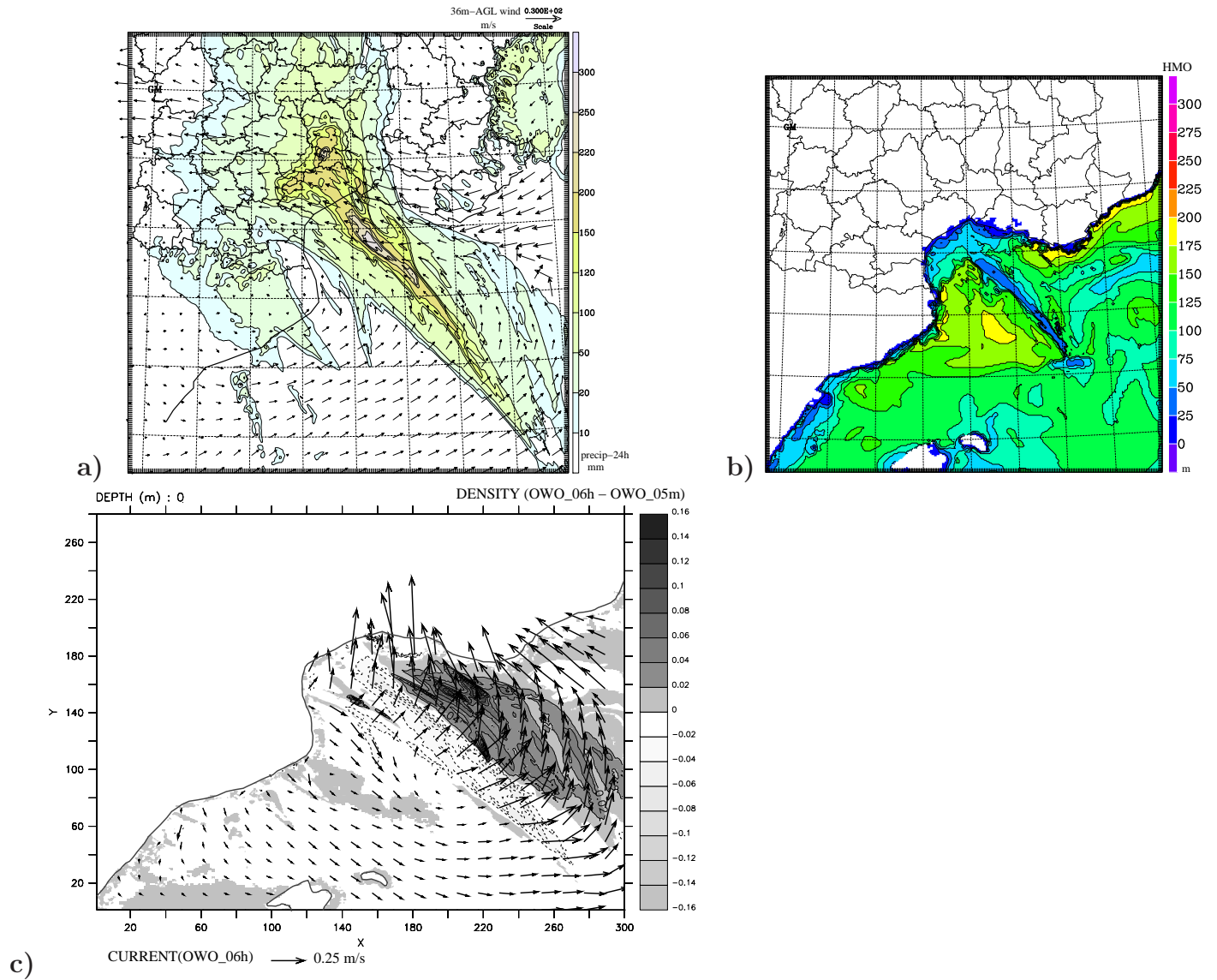


FIG. 6.1 – Evènement pluvieux intense de l'Hérault du 3 décembre 2003. **(a)** Champs de précipitations cumulées sur 24 heures (mm), **(b)** Profondeur de la couche de mélange (m). Les profondeurs minimales sont collocalisées avec la bande pluvieuse dans le golfe du Lion (voir Figure **(a)**) et **(c)** différence de densité des eaux de surface (kg/m^3) entre les simulations utilisant les fréquences de couplage de 6 heures et 5 minutes. Le champs de courant de surface (m/s) est superposé au champs des différences de densité.

6.2.2 Les Cyclones Tropicaux

L'étude du cyclone Ivan (12-17 Février 2008) dans l'océan Indien a fait l'objet de la thèse de G. Samson (2009) dont un des objectifs était d'estimer le rôle du couplage océan-atmosphère sur le cycle de vie du cyclone. Le modèle couplé Meso-NH-Océan-1D, initialement développé pour les événements pluvieux Méditerranéen, a été mis en oeuvre sur le domaine du cyclone Ivan (Madagascar, la Réunion) avec une résolution horizontale de $4km$. Le modèle a été initialisé avec l'analyse atmosphérique du modèle Aladin-Réunion et les analyses de température et de sel du modèle global MERCATOR pour l'océan. La SST et le contenu thermique océanique analysés par MERCATOR sont comparables aux SST satellitales et aux contenus thermiques analysés par les équipes du laboratoire de l'AOML (*Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory*).

Les simulations forcée et couplée de la pression centrale du cyclone sont évaluées par rapport à la trajectoire analysée, dite "Best-Track" (BT, AOML), sur la Figure 6.2. Si la tendance de la pression centrale du mode couplé est en meilleur accord avec la BT que celle du mode forcé, notamment dans les phases initiale et de creusement, le minimum de pression du mode forcé est par contre plus proche de la BT que celui du mode couplé. Cependant, les biais des minima de pressions entre les simulations et la BT restent forts puisqu'ils atteignent $+20hPa$ pour le mode couplé et $-10hPa$ pour le mode forcé (Fig. 6.2). En conséquence, le vent à $10m$ tend à sous-estimer celui de la BT en mode couplé et inversement en mode forcé (non montré). En se fondant sur une statistique de 163 cyclones, Bender et Ginis (2000) ont montré que le couplage tend à dégrader l'évolution de la pression centrale par rapport au mode forcé pour les cyclones les plus forts ($< 960hPa$). Ces auteurs attribuent ce résultat à un défaut de résolution des modèles. Ainsi, les petites structures vorticales convectives résolues dans les modèles à haute résolution ont une contribution essentielle à l'intensification globale du cyclone. Dans ces conditions, il semble que les meilleurs scores du mode forcé dans la phase mature du cyclone soient obtenus pour de "mauvaises" raisons.

En mode couplé, le cyclone donne une empreinte thermique à l'océan de $-4^{\circ}C$ dans son sillage et de $-2^{\circ}C$ dans sa région centrale. Les structures de SST simulées sont en bon accord avec les analyses de SST assimilant les données satellites des capteurs TMI et AMSR-E des satellites TRMM et Aqua (non montré). Ce résultat montre que les processus advectifs sont moins importants que les processus de mélange turbulent dans l'évolution des caractéristiques de la CMO, tout au moins dans ce cas et à quelques heures d'échéance. Ce refroidissement a généré une diminution des flux turbulents de chaleur en surface de l'ordre de $300W.m^{-2}$ soit 40% par rapport au mode forcé. Cette diminution du flux de flottabilité en surface est un manque à gagner pour la CAPE, la convection, le cumul des précipitations (-25%) et finalement l'intensité du cyclone en mode couplé ($+20\%$ pour la pression centrale et -35% pour l'intensité des vents).

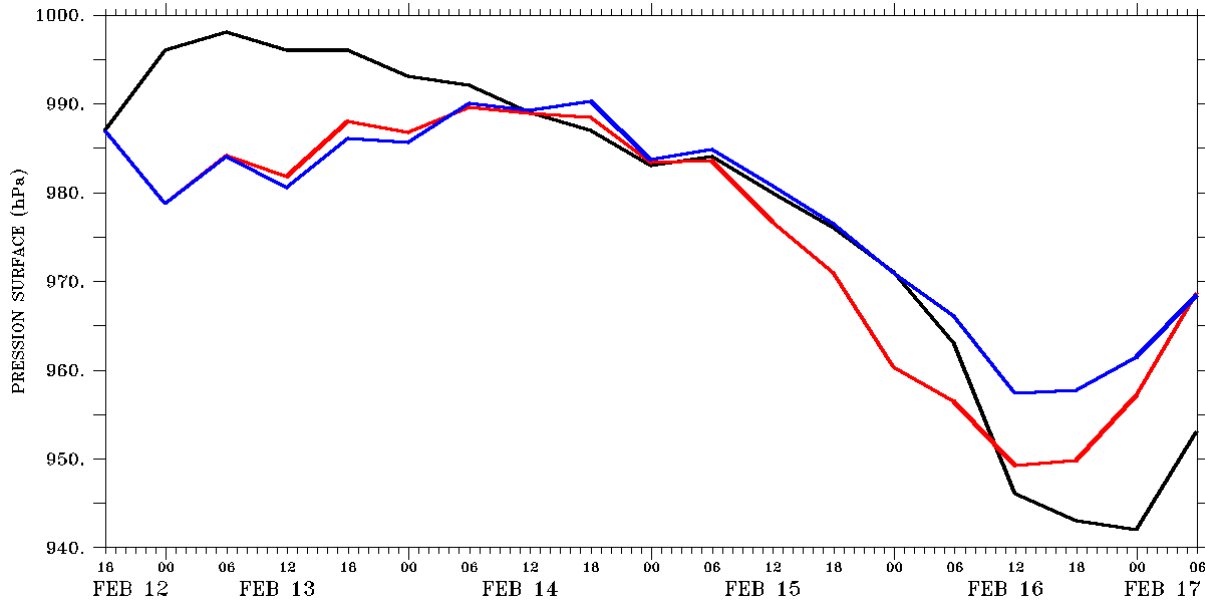


FIG. 6.2 – Pression centrale du cyclone au niveau de la mer (hPa), (trait noir) Analyse ou "Best-Track", (trait rouge) Simulation forcée et (trait bleu) Simulation couplée.

L'analyse de l'évolution du cyclone dans sa phase de croissance a révélé une forte augmentation de la température potentielle équivalente (θ_E) dans la CLAM et dans la région centrale du cyclone ($200km$ autour du centre) en mode forcé et une stagnation en mode couplé. La croissance de θ_E en mode forcé a été attribuée à une rétro-action positive entre la convection, la vitesse verticale et le flux d'évaporation en surface. Emmanuel (1994) et Craig et Gray (1996) ont dénommé ce mécanisme "WISHE" que l'on peut décrire comme suit. En refroidissant et en asséchant la CLAM, les subsidences ou *downdraft* associés aux cellules convectives renforcent les flux en surface qui, à leur tour, intensifient la convection (dégagement de chaleur latente et les ascendances ou *updraft*), les subsidences, les flux de surface et ainsi de suite. En mode couplé ce mécanisme est compensé par une boucle de rétro-action négative entre la SST et les flux de chaleur en surface limitant ainsi l'augmentation de θ_E . L'intensification conjointe des flux en surface et à la base de la CMO (Samson et al., 2009) par les *downdraft* induit une décroissance forte de la SST. En retour, l'abaissement de la SST produit un affaiblissement des flux air-mer et finalement des mouvements verticaux et de l'activité convective. Ce résultat montre que le couplage océan-atmosphère active une boucle de régulation faisant intervenir non seulement la SST mais aussi l'intégralité de la CMO comme le montre la Figure 6.3. Le couplage n'est donc pas confiné à l'interface air-mer mais met en jeu les couches limites atmosphérique et océanique.

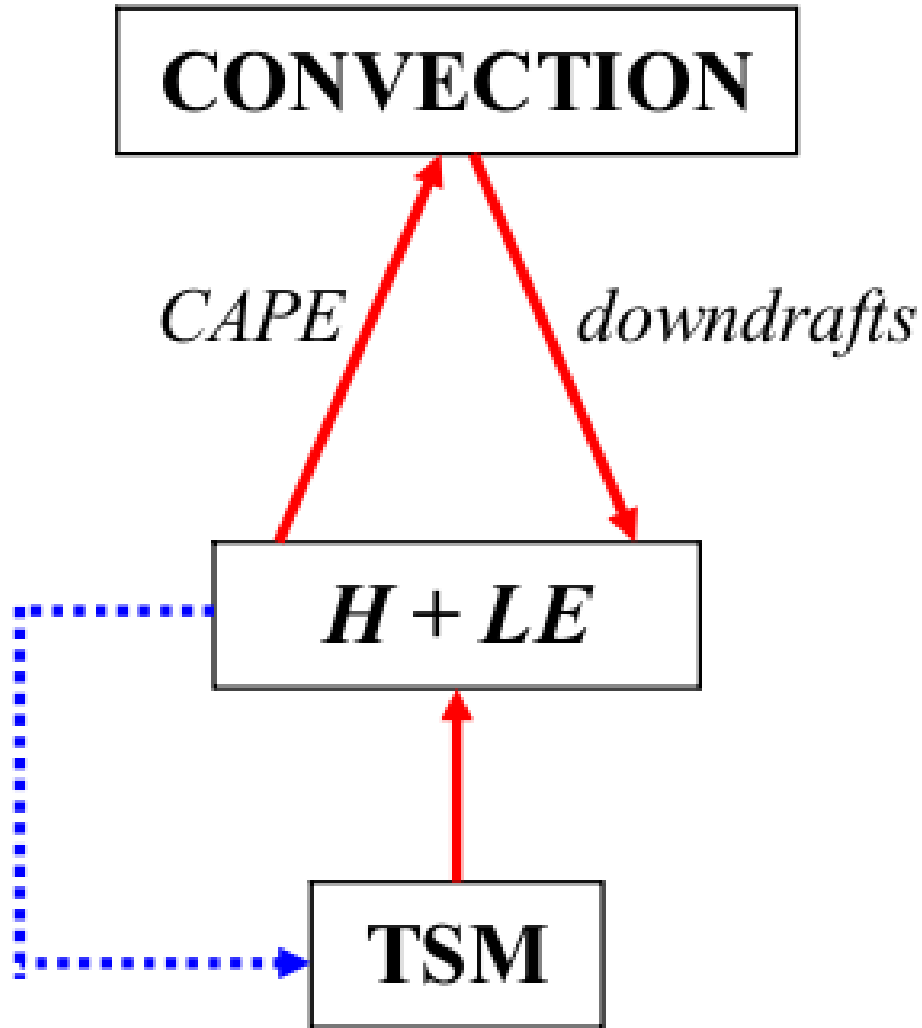


FIG. 6.3 – Schéma de régulation entre la convection atmosphérique dans le cyclone et la couche de mélange océanique. Les flèches rouge représentent la boucle de rétro-action positive entre la TSM (SST), les flux de chaleur en surface et la convection atmosphérique. La boucle de rétro-action négative en bleu est active uniquement en mode couplé.

Chapitre 7

Conclusions et Perspectives

J'ai tenté dans ce manuscrit de replacer mes travaux sur la modélisation régionale des couches limites océanique et atmosphérique à méso-échelle dans un contexte aussi large et complet que mes connaissances le permettent. J'ai orienté la discussion autour des mécanismes générateurs de mouvements verticaux dans l'océan et l'atmosphère. Si je devais donner une seule conclusion commune à toutes ces études, je dirais que les mouvements verticaux dans l'atmosphère et l'océan s'organisent de façon à générer des forçages opposés à ceux qui leur ont donné naissance. C'est ce que l'on appelle en physique le principe de Le Chatelier ou loi générale de modération énoncé en 1884 comme suit : *"Lorsque les modifications extérieures apportées à un système physico-chimique en équilibre provoquent une évolution vers un nouvel état d'équilibre, l'évolution s'oppose aux perturbations qui l'ont engendrées et en modère l'effet"*. Ce principe s'applique aux déplacements d'équilibres : il est connu en chimie, en électromagnétisme (phénomène d'induction) avec la loi de Lenz et en mécanique avec la troisième loi de Newton, par exemple.

Ce principe a été illustré aux latitudes moyennes sur la base d'études numériques de cas réels documentés pendant les campagnes SEMPAHORE, POMME, FASTEX et AMMA-EGEE. J'ai pu montrer que les circulations agéostrophiques et les vitesses verticales dans les couches limites travaillent au rétablissement de l'équilibre du vent thermique aux latitudes moyennes. L'équilibre du vent thermique est donc une base forte des écoulements géophysiques même dans les couches limites puisqu'il permet de comprendre le couplage entre les flux air-mer et les circulations dans les couches limites atmosphérique (SEMAPHORE et FASTEX) et océanique (POMME). De même, il semble que l'upwelling équatorial dans l'Atlantique (AMMA-EGEE) soit une réponse de l'océan au forçage du vent plus subtile que ne le prévoit la théorie d'Ekman (Zebiak et Cane, 1987). En effet, on a pu montrer que l'upwelling équatorial résulte d'une inter-régulation forte entre forçages indépendants (F_{ext}) et dépendants (F_{int}) de w , comme l'indique le principe de

Le Chatelier, probablement pour restaurer un équilibre géostrophique équatorial (Theiss et Mohebalhojeh, 2009 ; Saujani et Shepherd, 2006). Enfin sans faire référence à un principe de conservation, l'étude de sensibilité du cyclone Ivan au couplage océan-atmosphère a également montré une inter-régulation entre l'activité convective atmosphérique et le contenu thermique de la CMO, conformément au principe de Le Chatelier.

Il est important de souligner que ces conclusions ont été obtenues grâce à une synergie forte entre observations, modèles numériques simplifiés et modèles nominaux. Cependant, cette approche ne suffit pas à accéder aux mécanismes qui permettent de comprendre les réponses des modèles et par leur intermédiaire, la Nature. Pour accéder aux causes, il est très utile de se doter d'outils diagnostiques, comme les ω -équations, pour extraire l'information cachée contenue dans les observations ou les modèles. Ces outils sont puissants car ils sont des émanations des théories qui sont les fondements de nos modèles, c'est pourquoi ils peuvent aussi donner lieu à la détermination d'indices.

Aujourd'hui la question est de savoir comment ces résultats seraient affectés par un couplage tri-dimensionnel de l'océan et de l'atmosphère. En ce qui concerne les études abordées dans ce manuscrit, on peut se demander quelles seraient les modifications attendues sur :

- L'inter-régulation entre les flux à l'interface air-mer et la circulation atmosphérique dans la CLAM (SEMAPHORE, 1993).
- Le creusement des dépressions extra tropicales en interaction avec un front océanique tel que la dérive Nord-Atlantique (FASTEX-CATCH, 1997).
- Le développement des cyclones tropicaux en fonction de leurs caractéristiques (contexte synoptique, vitesse de déplacement).
- Les vitesses verticales dans les tourbillons, les fronts et les filaments en interaction avec le vent et les conséquences sur les masses d'eaux subductées (POMME, 2001).
- Les développements de l'upwelling et de la langue d'eau froide dans l'Atlantique équatorial pendant la mousson Africaine (AMMA-EGEE, 2006).

Il ne s'agit là que de quelques exemples, et l'impact de SST évolutives sur les propriétés de l'océan et de l'atmosphère mérite d'être instruit pour une large gamme de situations synoptiques.

Alors que de nombreux systèmes couplés océan-atmosphère sont en charge de produire des projections climatiques et prévisions saisonnières depuis déjà une vingtaine d'années, il existe aujourd'hui très peu de modèles océaniques couplés régionaux de fine échelle. Cependant, on assiste aujourd'hui à un essor de ces modèles tout à fait impressionnant (WARF, SCOAR, COAMPS, RAMS, DieCAST etc ...). Si certaines réponses du système climatique dépendent fortement des processus de couplage entre l'océan et l'atmosphère,

le réalisme des simulations à méso-échelle en dépend tout autant. L'idée consistant à considérer comme suffisant de forcer un modèle d'atmosphère avec une analyse de SST évoluant séquentiellement dans le temps puis de forcer un modèle d'océan avec les flux d'un modèle d'atmosphère est de plus en plus battue en brèche. Le couplage océan-atmosphère améliore les scores des simulations car les couches limites océanique et atmosphérique sont les domaines de la "physique rapide". De plus en plus d'études en attestent (Ren et al., 2004; Loggisci et al., 2004; Pullen et Doyle, 2006). Lorsque le couplage dégrade les simulations, souvent la simulation forcée est meilleure pour de mauvaises raisons, c'est le cas pour les cyclones tropicaux où le manque de résolution est compensé par des flux air-mer trop forts et irréalistes. Le couplage océan-atmosphère ouvre une nouvelle ère d'amélioration des modèles de méso-échelle car elle est fondée sur une meilleure compréhension du fonctionnement intime de l'océan et de l'atmosphère. Cela à un coût. En effet pour tirer profit du couplage océan-atmosphère, il faut limiter la croissance des erreurs de prévision. Cette limitation passe en grande partie par l'amélioration et la détermination de certains points dans les modèles qui sont les suivants :

- les paramétrisations des flux turbulents en surface,
- les paramétrisations du mélange vertical (diffusion, convection) dans l'océan et l'atmosphère,
- la fréquence de couplage optimale,
- les schémas d'assimilation de données.

Certaines études tendent à montrer qu'il existe un potentiel d'amélioration significatif des paramétrisations des flux air-mer via la prise en compte des embruns, notamment pour l'évaporation, et du spectre des vagues dans le calcul des coefficients d'échanges. Les paramétrisations du mélange vertical dans l'océan doivent être améliorées notamment pour les régimes de vents forts et de stratification stable (Renaudie et al., 2011). L'objectif étant d'obtenir des flux d'entrainements réalistes à la base de la CMO et au sommet de la CLAM pour une bonne représentation des nuages de couche limite. L'intensité du flux solaire en surface en dépend étroitement ce qui peut générer des dérives catastrophiques sur la SST dans les simulations océaniques, comme par exemple dans l'est du bassin Atlantique équatorial où les couches de mélange sont très fines ($\simeq 10m$).

La fréquence de couplage est aussi un paramètre qui conditionne fortement la formation de structures océaniques. Par exemple, une fréquence de couplage qui résout le cycle diurne conduit à simuler des SST et des profondeurs de couche de mélange plus réalistes (Renaudie et al., 2009; Wade et al., 2010). Sa prise en compte a aussi des effets significatifs à l'échelle climatique. Par exemple, Bernie et al. (2005) ont montré que la prise en compte du cycle diurne augmente la variabilité de la SST de 20% sous les tropiques et Guemas et al., (2009, 2010, 2011) ont montré une diminution de 10% de la persistance des régimes de temps au couplage à haute fréquence. Enfin, la formation de couches limites internes océaniques induites par des précipitations intenses n'est possible que si la fréquence de couplage est suffisamment élevée (Lebeaupin et al., 2009). Ces résultats montrent que la

fréquence de couplage dans un modèle est un paramètre à définir soigneusement.

Si la limitation des erreurs de prévision passera par l'amélioration de la physique et des schémas numériques des modèles, celle-ci dépendra aussi des évolutions des schémas d'assimilation de données. En effet si les schémas actuels sont performants pour produire des états analysés proches des observations, leur qualité "dynamique" est encore médiocre, notamment pour les modèles d'océan. En effet les champs de masse et de courants analysés ne répondent pas suffisamment aux équilibres fondamentaux des équations primitives ce qui génère des chocs et l'émission d'ondes de gravité numériques à l'initialisation et pendant la phase de "spin-up" des simulations. Ces déséquilibres favorisent la croissance des erreurs et dégradent la qualité des prévisions. Des techniques tels que l'IAU (Incremental Analysis Update) utilisée dans le système MERCATOR, sont destinées à limiter l'impact néfaste des chocs initiaux sur les prévisions. Cependant, ces techniques ne sont pas satisfaisantes dans la mesure où elles agissent comme un filtre temporel mais ne résolvent pas le problème de fond. L'amélioration structurelle des schémas d'assimilation doit passer par l'introduction de contraintes d'équilibres physiques entre les champs de masse et de courant valides à toutes les latitudes. La technique de guidage d'un modèle par la géostrophie (Section 5.1.1) et l'étude de l'upwelling équatorial Atlantique (Section 5.2.3) sont deux exemples qui illustrent le rôle central joué par les états de bases équilibrés.

Le couplage océan-atmosphère et l'accroissement de la résolution des modèles posent de nouvelles questions que les modélisateurs auront à résoudre et qui entrent dans mes préoccupations scientifiques. J'en cite ici quelques unes :

– **La dynamique des couches supérieures océanique en interaction avec le vent.**

Simuler des fronts et des tourbillons réalistes à submésos-échelle est déterminant pour une bonne représentation des instabilités des courants et des upwellings, tels que le courant Liguro-Provençal en Méditerranée et la convection dans le golfe du Lion (Schaeffer, 2010), par exemple. L'intérêt de telles simulations pour la biogéochimie n'est plus à démontrer. Les observations satellites (SST, chlorophylle-a), radar HF, flotteurs lagrangiens permettent d'identifier ces structures. Aujourd'hui, l'assimilation des données altimétriques et des profils de température et de salinité dans les modèles opérationnels (MERCATOR, MFS) permettent de contraindre les masses d'eau et donc la géostrophie. L'assimilation des observations radar à échelle kilométrique (en dessous du rayon de déformation de Rossby) et horaire, pourrait enrichir en structures fines les simulations des modèles opérationnels qui atteignent le $1/12^{ième}$ de degrés en global. Mais attention, l'assimilation de ces observations ne sera un succès que si les techniques d'assimilation sont revues et adaptées, comme montré dans la Section (5.1.1).

Ces études à haute résolution spatiale visent aussi à mieux comprendre et résoudre le transport vertical des traceurs passifs et biogéochimiques dans l'océan. Ce point

est capital car la moitié du transport vertical dans l'océan s'effectue dans les structures de submésos-échelle telles que des fronts, tourbillons et filaments. Par exemple les frontogénèses de surface induites par le vent activent des mouvements verticaux et des circulations agéostrophiques très intenses. Une des questions est de savoir comment ces mouvements se mettent en place dans les couches supérieures et comment ils affectent et modifient les couches inférieures de l'océan. Pour répondre à ce type de question, l'accroissement de la résolution des modèles ne suffira pas, il faudra recourir aux outils diagnostiques de vitesse verticale (agéostrophie) que sont les ω -equations, mais dans le cadre PE et non plus QG.

A l'issue de mes réflexions sur l'upwelling Atlantique équatorial, il me semble que la définition d'un état de base équilibré à l'équateur plus complet que celui proposé par Picaut et al. (1990), par exemple, pourrait servir de base à l'élaboration d'une ω -equation généralisée aux latitudes équatoriales et tropicales.

– **L'impact des petites échelles sur la stratification de la CMO à grande échelle.**

Lapeyre et al. (2006) ont montré que les fortes vitesses verticales associées aux structures de fine échelle contribuent à restratifier fortement la CMO et à accroître la SST de 1°C à grande échelle. Comment paramétrer ce processus dans les modèles climatiques pour réduire leurs biais en SST ?

– **L'impact des petites échelles sur la propagation de l'énergie mécanique du vent de la surface vers l'océan profond.**

Ce transport d'énergie affecte-t-il la circulation thermohaline ? Faut-il paramétrer ce transport dans les modèles couplés de climat qui ont un manque chronique de mélange abyssal ?

– **L'influence des grands fronts océaniques de bords ouest (Gulf-Stream, Dérive Nord Atlantique, Kuroshio) sur les frontogénèses et cyclogénèses atmosphériques des latitudes moyennes. Quel est le rôle du contenu thermique de la CMO en regard des conditions synoptiques atmosphériques dans le développement et le cycle de vie des MCS et des cyclones tropicaux ?**

Ici, il s'agit de progresser sur les processus de modifications du vent et de l'énergie potentielle convective de l'atmosphère induits par le contenu thermique de la CMO. On a vu aussi que les précipitations intenses ont la capacité de générer des couches limites internes dans les couches superficielles de l'océan qui, à leur tour, modifient la tension du vent et les flux de chaleur en surface. On peut se demander quelles peuvent être les rétro-actions de ces modifications sur la circulation océanique, le pompage d'Ekman, la SST et finalement leurs conséquences sur les précipitations. Ces questions sont des axes majeurs de l'expérience HyMeX qui aura lieu en Méditerranée occidentale en 2012-2013. Des moyens de mesures en mer et aéroportés seront déployés simultanément pour documenter l'océan et l'atmosphère et les flux aux interfaces (thermocline, surface et inversion) pendant les événements Cévenols

(MCS) en automne, et les cyclogénèses dans le golfe de Gênes en hiver et au printemps.

– **Comment améliorer la production des masses d'eau dans les modèles ?**

La subduction est organisée par les tourbillons de méso-échelle : c'est un des résultats forts de l'expérience POMME (2001). Avec l'augmentation de la résolution, les modèles simulent des structures de submésos-échelles (tourbillons, fronts, filaments) de plus en plus fines. En raison de leurs interactions avec le vent, ces structures sont le siège de mouvements convectifs intenses et sont donc des zones de production significatives d'eaux modales (Legg et al., 1998).

Aujourd'hui, la convection dans les modèles d'océan est habituellement représentée par un ajustement convectif. C'est une paramétrisation très insuffisante pour simuler les mouvements convectifs dans les structures de submésos-échelles. Afin d'améliorer le réalisme des masses d'eaux produites dans ces structures, il est essentiel d'accroître la physique du mélange vertical dans les modèles, en particulier celui de la convection, en s'inspirant de ce qui a été développé pour l'atmosphère avec les schémas à flux de masse (Kain et Fritsch, 1993 ; Bechtold et al., 2001 ; Kain, 2004). L'introduction de paramétrisations de la convection dans les modèles de climat est probablement une des clefs d'une meilleure représentation de la circulation thermohaline planétaire puisqu'elle en est un moteur essentiel. C'est aussi un enjeu majeur dans le contexte du changement climatique.

Enfin, la rétro-action de l'océan sur l'atmosphère peut se révéler significative dans les régions de convection profonde ou d'upwelling. En effet, les fortes anomalies de SST et gradients de SST, induits par ces mouvements verticaux dans l'océan, modifient les flux de chaleur et de quantité de mouvement en surface, et donc l'injection d'énergie et d'humidité dans la CLAM. La simulation de tels phénomènes, en Méditerranée par régime de Mistral par exemple, nécessiterait la mise en oeuvre du modèle AROME couplé à un modèle d'océan.

– **Le programme AMMA se prolonge aujourd'hui avec AMMA-2 avec pour objectifs principaux i) la compréhension des processus de couplage entre la langue d'eau froide et la mousson Africaine et ii) les causes des biais chaud en SST des modèles climatiques couplés dans l'Atlantique équatorial.**

Pour ce qui concerne le premier point, les phases d'interactions entre l'écoulement de mousson et l'océan (Caniaux et al., 2011), seront étudiées par la modélisation afin d'identifier les mécanismes du "saut" de mousson. Le second point est un défaut commun à tous les modèles couplés. C'est une question difficile car elle relève du couplage des couches limites atmosphérique et océanique. Ici le couplage ne se réduit pas seulement aux flux à l'interface air-mer mais fait intervenir les courants et leurs actions sur le mélange turbulent dans la CMO, et les interactions rayonnement-turbulence et leurs conséquences sur la formation de nuages dans la CLAM.

Bien entendu ces thèmes ne sont pas exhaustifs mais sont des balises des directions

scientifiques qui se présentent à nous aujourd'hui. Ces thèmes sont des enjeux car ils sont les axes de progrès de la modélisation à toutes les échelles, y compris la prévision opérationnelle du temps. Ce paysage, encore une fois dicté par l'accroissement permanent des résolutions, impose de se doter de modèles régionaux couplés tridimensionnels **relogeables** à haute résolution. Comme mentionné au début de ce chapitre, de plus en plus de laboratoires dans le monde l'ont compris et s'engagent dans cette voie.

Le couplage d'un modèle colonne d'océan au modèle atmosphérique Meso-NH est l'approche initiée par V. Ducrocq et moi-même à Météo-France. Ce modèle est une étape intermédiaire s'inscrivant dans une hiérarchie de systèmes numériques de complexité croissante. Ce modèle couplé "intermédiaire" a démontré son utilité pour étudier des systèmes convectifs et des cyclones tropicaux. Cependant, les enjeux futurs de recherche cités ci-dessus doivent nous inciter à nous élever au rang international en développant un modèle régional couplé tridimensionnel relogeable et communautaire. NEMO étant le modèle de la communauté Française et Européenne pour l'océan hauturier et SYMPHONIE le modèle d'océan côtier du POC (Pôle d'Océanographie Côtière de l'OMP), le système régional couplé AROME-NEMO/SYMPHONIE serait un outil adapté pour répondre aux enjeux précédents.

Le réalisme des simulations couplées de cas réels (événements fortement précipitants en Méditerranée et cyclones tropicaux) opérées avec le modèle Meso-NH-Océan-1D ouvre des perspectives particulièrement séduisantes en matière de prévision opérationnelle du temps. En effet, pendant les périodes perturbées, les fortes couvertures nuageuses ne permettent pas d'assimiler les données satellitales. En conséquence, les champs de SST analysés, qui forcent habituellement les modèles atmosphériques, n'évoluent pas au cours de ces périodes, et peuvent induire de fortes erreurs sur les échanges à l'interface océan-atmosphère et finalement dégrader les scores de la prévision météorologique. Par exemple, la perturbation atmosphérique qui a balayé la région des Açores pendant la campagne SEMAPHORE (1993) a généré un refroidissement de plus de 1°C sur un domaine de 1000km^2 environ. Ce refroidissement a pu être restitué par les analyses de SST seulement au terme de 4 jours d'assimilation à raison de 4 réseaux quotidiens (Giordani, 1997; Giordani et al., 1998). Cet exemple illustre bien l'intérêt de coupler un modèle océanique 1D à un modèle atmosphérique afin de restituer en temps réel, et non en temps différé, les évolutions rapides de la SST notamment pendant les régimes perturbés ou de vents forts. La prise en compte des évolutions rapides de la SST, des flux aux interfaces et du vent en basses couches offre donc l'opportunité d'améliorer les ébauches et les analyses des couches limites océanique et atmosphérique des modèles. En raison de ces gains potentiels, cette question mérite d'être instruite dans le contexte du modèle AROME pour la prévision des événements de mistral, tramontane, cyclogénèse, frontogénèse, convection, cyclones tropicaux, brouillards marins et côtiers, par exemple.

Du point de vue des contraintes opérationnelles, un modèle unidimensionnel d'océan est peu coûteux en temps de calcul, numériquement robuste, et ne nécessite pas de cou-

pleur car il est attaché à la grille horizontale du modèle d'atmosphère. Ici, l'idée est d'adosser ce système aux analyses hebdomadaires océaniques 3D produites par le système MERCATOR afin de profiter des données in-situ (Coriolis) et altimétriques (SSALTO) assimilées par le modèle NEMO. On peut aussi imaginer d'enrichir les analyses de SST MERCATOR avec les données à haute résolution (kilométrique) produites par le CMS-Lannion. Le système couplé AROME-Océan-1D aurait alors la charge de simuler le *downscaling* de l'océan en cohérence avec les flux de surface et les évolutions des propriétés de la CLAM simulées par le modèle atmosphérique.

Annexe A

Curriculum Vitae

Hervé GIORDANI

Ingénieur Divisionnaire des Travaux de la Météorologie

CNRM / GMGEC / MEMO
42, Av. G. Coriolis
31 057 Toulouse Cedex 01

Tél. : 05.61.07.93.81
E-mail : herve.giordani@meteo.fr

Centres d'Intérêt Scientifiques

-
- Modélisation et couplage des couches limites atmosphériques et océanique à méso-échelle,
 - Echanges à l'interface air-mer,
 - Dynamique des petites échelles dans les fluides géophysiques, turbulence,
 - Assimilation de données.

Parcours Professionnel

1993–Présent

Chercheur sur les Interactions Océan-Atmosphère au CNRM-GAME (*Centre Nationale de Recherches Météorologiques - Groupe d'Étude de l'Atmosphère Météorologique, Météo France - CNRS*), équipe *Modélisation des Echanges Météo-Océan (MEMO)*, Groupe de *Météorologie Grande Échelle et Climat (GMGEC)*, Toulouse.

1991–1993	Formation Complémentaire par la Recherche, CNRM-GAME/GMME [2] <i>Etude de la couche limite atmosphérique continentale en conditions semi-arides. Développement et implémentation du schéma de surface ISBA dans le modèle ARPEGE,</i> Toulouse.
1989–1991	Concours et Scolarité Ingénieur des Travaux de la Météorologie, <i>Filière externe Maîtrise,</i> Toulouse.
1988–1989	Réintégration à Météo-France au Centre d'Etude de la Neige [1] <i>Affectation provisoire pour le stage de recherche de DEA. Développement d'un schéma de transfert radiatif atmosphérique pour le modèle énergétique du manteau neigeux CROCUS,</i> Grenoble.
1985–1988	Disponibilité pour "Etudes et Recherches" <i>Licence et Maîtrise de Mécanique des Fluides,</i> Marseille, IMST.
1983–1985	Technicien Exploitation au Centre Départemental Météorologique de l'Ain <i>Prévision, Climatologie, Observation. Assistance météorologique pour la viabilité hivernale de l'Autoroute Blanche (A40) et du Tunnel du Mont Blanc, Ambérieu en Bugey. DEUG-A par correspondance à l'Université de Provence, Marseille.</i>
1982–1983	Service National <i>Assistance météorologique au trafic aérien militaire, observation, base aérienne d'Istres. DEUG-A par correspondance à l'Université de Provence, Marseille.</i>
1981–1982	Concours et Scolarité Technicien Exploitation de la Météorologie, <i>Filière externe,</i> Paris.

Transfert vers l'Opérationnel

-
- [1] **Chaîne de prévision d'avalanche SAFRAN-CROCUS-MEPRA :** *Développement d'un code de transfert radiatif atmosphérique pour la composante radiative du bilan énergétique du manteau neigeux. Opérationnel dans la chaîne SAFRAN-CROCUS-MEPRA depuis 1990. CNRM-GAME, CEN, Grenoble.*
- [2] **Modèle ARPEGE :** *Développement et couplage du schéma de surface continentale ISBA au modèle ARPEGE. CNRM-GAME, GMME, Toulouse.*
- [3] **Programme EPIGRAM (SHOM) :** *Evaluation des flux à l'interface air-mer et des couches limites atmosphérique et océanique des modèles AROME et HYCOM. CNRM-GAME, GMGEC-SHOM, Toulouse.*
- [4] **PPR MERCATOR :** *a) Validation de la ré-analyse océanique MERA-11, b) Validation de la ré-analyse océanique GLORYS sur l'Atlantique tropical à partir des données AMMA-EGEE (2006). CNRM-GAME, GMGEC, Toulouse.*
- [5] **Modèle AROME :** *Couplage d'un modèle unidimensionnel de couche de mélange océanique au modèle d'atmosphère Meso-NH. Couplage avec AROME envisagé pour la prévision météorologique. CNRM-GAME, GMGEC, Toulouse.*

Publications

-
- *Auteur et co-auteur de 50 articles dans des journaux de rang A, revues de vulgarisation et notes techniques*
 - *Auteur et co-auteur d'une centaine d'actes de conférence, colloques et séminaires*

Encadrement, Jury et Comité

-
- 2010 *Jury de thèse de Malick Wade : Caractérisation de la couche limite océanique pendant les expériences AMMA-EGEE, Université Paul Sabatier, Toulouse*
- Encadrement du stage de fin d'études d'ingénieur de l'EAMAC (Ecole Africaine de la Météorologie et de l'Aviation Civile), Aristide Aguia : Evaluation du réalisme de la réanalyse GLO-RYS/MERCATOR sur le Golfe de Guinée au cours du printemps 2006 [4], EAMAC/CNRM-GAME, Niamey, Niger*
- Encadrement du stage de Master-2 Concept Fondamentaux de la Physique, mention Physique Théorique de Fabien Nugier. Etude des couches de réchauffement diurnes océaniques en condition de faibles vents, LMD-ENS/CNRM-GAME, Université Pierre et Marie Curie, Paris*
- Jury du stage d'approfondissement du cycle Ingénieur des Travaux de la Météorologie de Frédéric Long. Construction d'une maquette de modèle de prévision de surcotes sur le lagon de Mayotte adapté du modèle opérationnel sur la métropole, ENM, Toulouse*
- 2009–2010 *Comité de thèse de doctorat de Emmanuel Vincent. Importance du couplage océan-atmosphère pour la variabilité des cyclones tropicaux de l'hémisphère sud, Ecole doctorale "Sciences de l'Environnement d'Île de France", Université Paris VI, Paris*
- 2006–2009 *Encadrement de la thèse de doctorat de Cécile Renaudie. Etude des interactions océan-atmosphère à méso-échelle à l'aide des modèles AROME et HYCOM [3], CNRM-GAME, Université Paul Sabatier, Toulouse*
- Encadrement de la thèse de doctorat de Guillaume Samson. Modélisation de la réponse océanique à un cyclone tropical et de sa rétro-action sur l'atmosphère [5], CNRM-GAME, Université Paul Sabatier, Toulouse*
- 2009 *Encadrement du stage de Master-2 Professionnel Ecologie spécialité BioStatistiques et Modélisation (BSM) de Caroline Delebecque. Etude des champs de forçages de vent et de leur impact sur la circulation de surface dans le Golfe de Guinée, CLS/CNRM-GAME, Université Paul Sabatier, Toulouse*
- 2004–2007 *Encadrement de la thèse de doctorat de Cindy Lebeau. Etude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région Méditerranéenne [5], CNRM-GAME, Université Paul Sabatier, Toulouse*
- 2001–2006 *Participation à l'encadrement de la thèse de doctorat de Alexandre Paci. Processus et variabilité méso-échelle de l'océan superficiel dans l'Atlantique nord-est dans le cadre du programme POMME, CNRM-GAME, Université Paris VI, Toulouse*
- 2006 *Encadrement visiteur scientifique, Gabriela Cuevas. Modélisation côtière en mer d'Iroise [3], CNRM-GAME, SHOM, Toulouse*

- Encadrement du Master-2 OASC de Stelly Lefort. Mise en place d'un modèle régional d'océan dans le Golfe de Guinée : Application à la campagne AMMA-EGGE. CNRM-GAME, Toulouse*
- 2005 *Jury du stage d'approfondissement du cycle Ingénieur des Travaux de la Météorologie de Cédric Legal. Analyse des mouvements verticaux à submésos-échelle pendant la campagne SEMAPHORE, ENM, Toulouse*
- 2004 *Encadrement du stage de DEA de Cindy Lebeau. Rôle de la Méditerranée dans le développement des événements pluvieux intenses et des cyclogénèses, CNRM-GAME, Université Paul Sabatier, Toulouse*
- 2000–2003 *Encadrement post-doctorat, Silvana Buarque. Projet européen ERA-40 et MFSTEP, CNRM-GAME, Toulouse*
- 2003 *Jury de fin d'étude des élèves Ingénieurs des Ponts et Chaussées, ENPC, ENM Toulouse*
- 2002 *Encadrement du stage d'approfondissement du cycle Ingénieur des Travaux de la Météorologie de Mathieu Augé. Calcul et analyse du bilan de chaleur de la couche de mélange océanique à partir des données collectées par les bouées marisondes pendant la campagne SEMAPHORE, ENM, Toulouse*
- 2001 *Encadrement du stage d'approfondissement du cycle Ingénieur des Travaux de la Météorologie de Fabien Crépin. Couplage d'un modèle intégral de couche de mélange océanique au modèle atmosphérique ARPEGE-Climat, ENM, CERFACS/CNRM-GAME Toulouse*
- 2000–2004 *Jury d'évaluation des projets de modélisation du cycle IENM/IMc1I. ENM, Toulouse*
- 2000 *Jury de thèse (examinateur) de Anne Mathieu. Analyse synoptique de la couche limite atmosphérique marine pendant SEMAPHORE, Université Paris VI, Paris*
- 1999 *Jury du stage d'approfondissement du cycle Ingénieur des Travaux de la Météorologie de Didier Ricard. Structure Thermodynamique près de la surface dans les ouragans, ENM, Toulouse*
- 1998 *Encadrement du stage de Maîtrise de Physique (option sciences de l'univers) de Aude Lemonsu et Alexis Chaigneau. Comparaison de la simulation d'une situation avec des mesures de terrain (campagne SEMAPHORE), Université Paul Sabatier, Toulouse*
- 1997 *Jury du stage d'approfondissement du cycle Ingénieur des Travaux de la Météorologie de Frédéric Thoumieux. Analyse des Echelles Caractéristiques dans la Couche Limite Atmosphérique Marine à Partir des Données de la Campagne SEMAPHORE, ENM, Toulouse*
- 1996 *Jury du stage de fin d'étude du cycle Ingénieur des Travaux de la Météorologie de Sylvain Mondon. Etude des flux de couche limite en conditions non perturbées de l'expérience TOGA-COARE, ENM, Toulouse*

Expertise

présent	<i>Membre du comité exécutif HyMeX-France. Coordinateur des opérations en mer du programme HyMeX (2012–2013). Membre rédacteur du livre blanc du programme scientifique HyMex. Expert sur les interactions océan-atmosphère dans les ANR MED-WAGE (Méditerranée) et BETA (Atlantique Tropical). CNRM-GAME, Toulouse</i>
2009–présent	<i>Membre du comité scientifique international du programme PIRATA,</i>
2008–présent	<i>Membre Expert du PPR GLORYS (Groupe Mission MERCATOR/CORIOLIS) : Global Ocean Reanalyses and Simulations, CNRM-GAME, Toulouse</i> <i>Membre Expert du PPR Méditerranée (Groupe Mission MERCATOR/CORIOLIS) : Modélisation de la circulation de façade en Méditerranée : Projet SIMED, CNRM-GAME, Toulouse</i>
2010	<i>Expertise du projet de thèse de M^r Zo Rakotomavo en vue de l'obtention d'une bourse IRD : variabilité, changement de la tropopause tropicale et interactions avec les variations thermiques superficielles de l'océan, IRD/ESPACE, LACy, CNRM-GAME, Toulouse</i> <i>Animateur de la session : "Instrument deployment design over the target areas during SOP/EOP", Fourth HyMex Workshop, Bologna, Italy</i>
2009	<i>Animateur de la session plénière : "Modelling of Mediterranean intense events during SOP-EOP, Third HyMex Workshop, Heraklion, Crete, Greece</i>
2008	<i>Intervention invitée sur le couplage océan-atmosphère, ECMWF, 10-12 Novembre, 2008, Reading, UK</i> <i>Présentation des activités de recherches autour du couplage Océan-Atmosphère dans le cadre des rencontres Météo-France - Direction Générale de l'Armement, CNRM-GAME, DGA, Toulouse</i> <i>Expertise du projet Climate and Global Change Program de la NOAA : Understanding the effects of the surface ocean parameterization on tropical bias in the coupled ocean-atmosphere general circulation model. A joint CGCM-HCM approach, CNRM-GAME, Toulouse</i> <i>Expertise du projet ANR TRANSTEK : Transition and turbulence in the stably stratified Ekman-Layer, CNRM-GAME, Toulouse</i>
2007	<i>Révision d'articles pour AGU Book Series : Eddy-Resolving Ocean Modeling. CNRM-GAME, Toulouse</i> <i>Animateur de la session océanographie côtière. First Mediterranean workshop CNRM-GAME, Toulouse</i>
2006	<i>Participation à la "Mediterranean School on Mesoscale Meteorology. Mediterranean Cyclones : Phenomenological and Theoretical Aspects". CNRM-GAME, Alghero, Italy</i>

	<i>Réponse à l'appel GMMC/MERCATOR : Validation de la réanalyse MERA11 à l'aide des données POMME, CNRM-GAME, Toulouse</i>
2004	<i>Rapporteur de l'appel d'offre GMMC/MERCATOR : définition et analyse des flux turbulents de surface air-mer dérivés de mesure satellite CNRM-GAME, Toulouse</i>
1999	<i>Expertise dans le projet Symposium II : diagnostique de la couche limite atmosphérique dans un modèle, Direction de la Production-Météo-France, CNRM-GAME, Toulouse</i>
1998	<i>Expertise dans le projet EPITHERME : diagnostic de la couche de mélange océanique pour la protection navale, CTSN/DES/LESM/SF, Toulon</i>
1996	<i>Organisateur de l'Atelier de Modélisation de l'Atmosphère. Le Couplage Océan-Atmosphère, CNRM-GAME, Toulouse</i>

Enseignement

1999-présent	<i>Master-2 Océan Atmosphère Surface Continentale. Cours, Modélisation et Analyse Numérique, Université Paul Sabatier, CNRM-GAME, Toulouse</i>
2004-2008	<i>Ecole d'ingénieur ISITV et Master-2 Physique et Sciences pour l'Ingénieur. Cours, Ecoulements Atmosphériques en milieux côtiers, Université de Toulon-Vars, Toulon</i>
2005-2008	<i>Formation Permanente Prévision Saisonnière : Interactions Océan-Atmosphère, ENM, Toulouse</i>
2000-2008	<i>Formation Permanente Météo Marine : Interactions Océan-Atmosphère, ENM, Toulouse</i>

Formation Diplômante

1997	Doctorat de Physique de l'Océan et de l'Atmosphère <i>Titre : Modélisation de la couche limite atmosphérique marine en présence d'un front océanique : application à la campagne SEMAPHORE</i> Mention très honorable avec les félicitations du jury, Centre National de Recherches Météorologiques, Météo France, Toulouse.
1991	Ingénieur de l'Ecole Nationale de la Météorologie, <i>Représentation des échanges de surface dans les modèles météorologiques,</i> Ecole Nationale de la Météorologie, Toulouse.
1988	DEA en Physique du Cycle de l'Eau Atmosphérique, <i>Contribution à l'étude de la transmission du rayonnement solaire par les nuages,</i> Mention Bien, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

1985–1987

Licence et Maîtrise de Mécanique des Fluides, *Mention Assez Bien*, Institut de Mécanique Statistique de la Turbulence, Marseille.

1985

DEUG-A, *Mention Bien*, Université de Provence, Marseille.

Annexe B

Liste des Publications et Actes de Conférence

B.1 Publications

[1] B. Bénech, B.H. Kwon, D. Lambert, P. Druilhet, and H. Giordani. B. Bénech, B.H. Kwon, D. Lambert, P. Druilhet, and H. Giordani. Experimental study of the marine atmospheric boundary layer variability over an oceanic thermal front in the Azores basin (Semaphore experiment). In *12th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, American Meteorological Society, pages 575-576, 1997.

[2] B. Bénech, B.H. Kwon, D. Lambert, P. Druilhet, H. Giordani, and S. Planton. Marine atmospheric boundary layer variability over an oceanic thermal front in the Azores basin (Semaphore experiment). In *1997 Joint Assemblies of IAMAS and IAPSO*, page 7, 1997. B. Bénech, B.H. Kwon, D. Lambert, P. Druilhet, H. Giordani, and S. Planton. Marine atmospheric boundary layer variability over an oceanic thermal front in the Azores basin (Semaphore experiment). In *1997 Joint Assemblies of IAMAS and IAPSO*, page 7, 1997.

[3] D. Bourras, H. Giordani, and G. Caniaux. Influence d'un Tourbillon Océanique sur l'Atmosphère. *La Météorologie*, 53 :30-37, 2005.

[4] D. Bourras, G. Reverdin, H. Giordani, and G. Caniaux. Response of the Atmospheric Boundary Layer to a Mesoscale Oceanic Eddy in the Northeast Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 109, D18114, doi :10.1029/2004JD004799, 2004.

[5] P. Brandt, G. Caniaux, B. Bourlès and A. Lazar and M. Dengler and A. Funk and V. Hormann and H. Giordani and F. Marin. Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the West African monsoon. *Atmos. Sci. let.*, 12, 24-30, doi :10.1002/asl.287, 2010.

[6] G. Caniaux, S. Belamari, H. Giordani, and A. Paci. A one Year Sea Surface Heat Budget in the North Eastern Atlantic Basin during the POMME Experiment : Part II : Flux Correction. *J. Geophys. Res.*, C07S03, doi : 10.1029/2004JC002695, 2005b.

[7] G. Caniaux, A. Brut, D. Bourras, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur, and G. Reverdin. A one Year Sea Surface Heat, Freshwater and Momentum Budget in the North Eastern Atlantic Basin during the Pomme Experiment : Part I : Flux Estimates. *J. Geophys. Res.*, 110, C07S02, doi

10.1029/2004JC002596, 2005a.

[8] G. Caniaux, H. Giordani, L. Prieur, and F. Hernandez. Observations of an intense anticyclonic warm eddy in the Newfoundland Basin. *Geophys. Res. Lett.*, 28,13 :2649-2652, 2001.

[9] G. Caniaux, L. Prieur, H. Giordani, F. Hernandez, and L. Eymard. Observation of the Circulation in the Newfoundland Basin in winter 1997. *J. Phys. Oceanogr.*, 31 :689-710, 2001.

[10] G. Caniaux, H. Giordani, and J.L. Redelsperger. La Mousson Africaine sous influence de l'Atlantique. *La Recherche*, 440 :56-58, 2010.

[11] G. Caniaux, H. Giordani, J.L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key and M. Wade. Coupling Between the Atlantic Cold Tongue and the West African Monsoon in Boreal Spring and Summer. *J. Geophys. Res.*, in press, 2011.

[12] M. Dourado, G. Caniaux, and H. Giordani. Heat Budget from an Oceanic Mesoscale Simulation using data from the COARE Experiment. In *Euroclivar Workshop on Climatic Impact of Scale Interactions for the Tropical Ocean-Atmosphere System*, page 73, 1998.

[13] V. Ducrocq, C. Lebeaupin, T. Thouvenin, H. Giordani, K. Chancibault, S. Anquetin, and G.M. Saulnier. The 8-9 september 2002 extreme flash-flood : Meteorological description and mesoscale simulations. *La Houille Blanche*, doi :10.1051/lhb :200406012, 2004.

[14] L. Eymard, G. Caniaux, H. Dupuis, L. Prieur, H. Giordani, R. Troadec, P. Bessemoulin, G. Lachaud, G. Bouhours, D. Bourras, C. Guérin, P. Le Borgne, A. Brisson, and A. Marsoin. Surface Fluxes in the North Atlantic Current during the CATCH/FASTEX. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 :3563-3599, 1999.

[15] M. Gavart, G. Caniaux, S. Planton, and

H. Giordani. Evaluation d'une méthode inverse pour la détermination des courants océaniques dans le bassin des Canaries. *C.R. Acad. Sci.*, t.323 :1023-1034, 1996.

[16] H. Giordani. Contribution à l'Etude de la Transmission du Rayonnement Solaire par les Nuages. Rapport de DEA Physique du Cycle de l'Eau Atmosphérique, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 1988.

[17] H. Giordani. Représentation des échanges de surface dans les modèles météorologiques. Rapport de fin d'Etude du cycle Ingénieur des Travaux de la Météorologie. CNRM/ENM, 31057, Toulouse, France, 1991.

[18] H. Giordani. Description du codage du schéma de surface NP89 (ISBA) aux normes ARPEGE. Premières validations. Note de centre CNRM/GMME n°15, 1993.

[19] H. Giordani. Expériences de validations unidimensionnelles du schéma de surface NP89 (ISBA) aux normes ARPEGE sur trois sites de la campagne EFEDA 1991. Note de centre CNRM/GMME n°24, 1993.

[20] H. Giordani. Modélisation de la Couche Limite Atmosphérique Marine en présence d'un Front Thermique Océanique : Application à la campagne SEMAPHORE. Thèse de Doctorat Université Paul Sabatier. Toulouse, 1997.

[21] H. Giordani. Impact of Forcing/Coupling on Atmospheric and Oceanic Forecasts. Workshop on Ocean-Atmosphere Interactions, ECMWF, 10-12 November 2008, Reading, UK, 2008.

[22] H. Giordani and G. Caniaux. Sensitivity of Cyclogenesis to Sea Surface Temperature in the Northwestern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 129 :1273-1295, 2001.

[23] H. Giordani and G. Caniaux. Diagnosing

- Vertical Motion in the Equatorial Atlantic. *Ocean Dyn.*, doi : 10.1007/s10236-011-0467-7, 2011.
- [24] H. Giordani and G. Caniaux. Mixed-Layer Heat Budget in the Atlantic Cold Tongue during the AMMA-EGEE Experiment. *Ocean Dyn.*, In preparation, 2011.
- [25] H. Giordani, G. Caniaux, and L. Prieur. A Simplified Oceanic Model Assimilating Geostrophic Currents : Application to the POMME Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 35 :628-644, 2005a.
- [26] H. Giordani, G. Caniaux, L. Prieur, A. Paci, and S. Giraud. A One Year Mesoscale Simulation of the Northeast Atlantic : Mixed Layer Heat and Mass Budgets during the POMME Experiment. *J. Geophys. Res.*, 110, C07S08, doi :10.1029/2004JC002765, 2005b.
- [27] H. Giordani, J. Noilhan, P. Lacarrère, P. Bessemoulin, and P. Mascart. Modelling the surface processes and the atmospheric boundary layer for semi-arid conditions. *Agri. and Forest Meteor.*, 80 :263-287, 1995.
- [28] H. Giordani and S. Planton. Modeling and Analysis of Ageostrophic Circulation over the Azores Oceanic Front during the SEMAPHORE Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 128 :2270-2287, 2000.
- [29] H. Giordani, S. Planton, B. Bénech, and B.H. Kwon. Atmospheric Boundary layer Response to Sea Surface Temperatures during the SEMAPHORE Experiment. *J. Geophys. Res.*, 103 C11 :25,47-25,60, 1998.
- [30] H. Giordani, L. Prieur, and G. Caniaux. Advanced Insights into Sources of Vertical Velocity in the Ocean. *Ocean Dyn.*, 56, doi :10.1007/s10236-005-0050-1, 2006.
- [31] V. Guemas, H. Giordani and D. Salas-Melia. Le modèle océanique CNRMOM1D. Note de centre CNRM/GMGE/UDC/MEMO n°108, [32] V. Guemas, D. Salas, M. Kageyama, H. Giordani, and A. Voltaire. Impact of the Ocean Mixed-Layer Diurnal Variations on the Intraseasonal Variability of the Sea Surface Temperatures in the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, Vol 24 (12), 2889-2914, doi :10.1175/2010JCLI3660.1, 2011.
- [33] V. Guemas, D. Salas, M. Kageyama, H. Giordani, and A. Voltaire. Impact of the Ocean Diurnal Cycle on the North Atlantic European mean climate in a regionally coupled model. *Clim. Dyn.*, Submitted, 2011.
- [34] V. Guemas, D. Salas, M. Kageyama, H. Giordani, A. Voltaire and E. Sanchez-Gomez. Winter Interactions between Weather Regimes and Marine surface in the North-Atlantic European region. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L09816, doi :10.1029/2009GL037551, 2009.
- [35] V. Guemas, D. Salas, M. Kageyama, H. Giordani, A. Voltaire, and E. Sanchez-Gomez. Summer Interactions between Weather Regimes and Surface Ocean in the North-Atlantic region. *Clim. Dyn.*, doi :10.1007/s00382-008-0491-6, 2010.
- [36] P. Josse, G. Caniaux, H. Giordani, and S. Planton. Intercomparaison of oceanic and atmospheric forced and coupled mesoscale simulations. Part I : Surface fluxes. *Annales Geophysicae*, 17 : 566-576, 1999.
- [37] B.H. Kwon, B. Bénech, D. Lambert, P. Durand, A. Druilhet, H. Giordani, and S. Planton. Structure of the Marine Atmospheric Boundary Layer over an Oceanic Thermal Front : SEMAPHORE Experiment. *J. Geophys. Res.*, 103 C11 :25,159-25,180, 1998.
- [38] C. Lebeaupin, V. Ducrocq, and H. Giordani. Sensitivity of Torrential Rain Events to the Sea Surface Temperature based on High-Resolution Numerical Forecasts. *J. Geophys. Res.*, 111, doi :10.1029/2005JD006541, 2006.

- [39] C. Lebeaupin, V. Ducrocq, and H. Giordani. Sensitivity of three Mediterranean heavy rain events to two different sea surface fluxes parameterization in high-resolution numerical modelling. *J. Geophys. Res.*, 113, doi :10.1029/2007JD009613, 2008.
- [40] C. Lebeaupin, V. Ducrocq, and H. Giordani. Two-way 1D High-Resolution Air-Sea Coupled Modelling applied to Mediterranean Heavy Rain Events. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, doi :10.1002/qj338, 2008.
- [41] C. Lebeaupin, V. Ducrocq, and H. Giordani. Effects of the Air-Sea Coupling Time Frequency on the Ocean Response during Mediterranean Intense Events. *Ocean Dyn.*, 59, (4), 539-549, doi :10.1007/s10236-009-0198-1, 2009.
- [42] J.F. Mahfouf, A.O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, and M. Déqué. The Land Surface Scheme ISBA within the Météo-France Climate Model ARPEGE. Part I : Implementation and Preliminary Results. *J. of Climate*, 8 :2039-2057, 1995.
- [43] F. Marin, G. Caniaux, B. Bourlès, H. Giordani, Y. Gouriou, and E. Key. Why were Sea Surface Temperature so different in the Eastern Equatorial Atlantic in June 2005 and 2006 ? *J. Phys. Oceanogr.*, 39 :1416-1431, 2009.
- [44] P. Mascart, J. Noilhan, and H. Giordani. Etude des caractéristiques des sols dans la zone EFEDA-91. Note de centre CNRM/GMME n°24, 1993.
- [45] P. Mascart, J. Noilhan, and H. Giordani. A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Bound.-Layer Meteor.*, 72 :331-344, 1995.
- [46] L. Mémerly, S. Roudesli, M. Lévy, and H. Giordani. Seasonal Evolution of the Planktonic Ecosystem in the Northeast Atlantic (POMME experiment) : Synthesis of the POMME Observations with a 1D-Ecosystem Model. *J. Geophys. Res.*, In revision, 2008.
- [47] Y. Morel, and A. Pichon and S. Louazel and L. Pineau-Guillou and R. Baraille and A. Serpette and C. Lathuilière and F. Ardhuin and A. Pasquet and S. Corréard and M. Assenbaum and S. Casitas and L. Quaresma Dos Santos and C. Renaudie and G. Hello and H. Giordani and S. Lahaye and X. carton. Modélisation de la circulation océanique en Manche, Golfe de Gascogne, Ouest-Portugal et Golfe de Cadix. Note SHOM, 31400, Toulouse, France, 2009.
- [48] A. Paci, G. Caniaux, M. Gavart, H. Giordani, M. Lévy, L. Prieur, and R. Reverdin. A high resolution simulation of the ocean during (POMME experiment) : Simulation results and comparison with observations. *J. Geophys. Res.*, 110, C07S09, doi :10.1029/2004JC002712, 2005.
- [49] A. Paci, G. Caniaux, M. Gavart, H. Giordani, M. Lévy, L. Prieur, and R. Reverdin. A high resolution simulation of the ocean during (POMME experiment) : Mesoscale Variability and near Surface Processes. *J. Geophys. Res.*, doi :10.1029/2005JC003389, 2007.
- [50] A. Paci and H. Giordani. A Downscaling Technique for Sub-Mesoscale Process Studies. *Ocean Mod.* in preparation, 2011.
- [51] L. Prieur, G. Caniaux, F. D'Ortenzio, H. Lavigne and H. Giordani. Etude de faisabilité de l'application de méthodes d'exploitation conjointes des séries de profils in-situ et des séries d'image satellitaire aux fins de l'Océanographie Opérationnelle. Rapport Technique, LOV/CNRM-GAME, Villefranche/Mer, UMR7093, UPMC et CNRS-INSU, 2010.
- [52] S. Ramos-Buarque, H. Giordani, G. Caniaux. ERA-40 Air-Sea Surface Flux Validation. ERA-40 Final Report. In ERA-40 Report Project Series, ECMWF, Reading, UK, 2003.
- [53] S. Ramos-Buarque, H. Giordani, G. Caniaux, and S. Planton. Evaluation of the ERA-40

Air-Sea Surface Heat Flux Spin-Up. *Dyn. Atmos. Oceans*, 37 :295-311, 2003.

[54] C. Renaudie, R. Baraille, G. Hello, and H. Giordani. Adaptation of the Vertical Resolution in the Mixed-Layer for HYCOM. *Ocean Mod.*, doi : 10.1016/j.ocemod.2009.06.012, 2009.

[55] C. Renaudie, Y. Morel, G. Hello, H. Giordani, and R. Baraille. Observation and Analysis of Mixing in a Tidal and Wind-Mixed Coastal Region. *Ocean Mod.*, In press, 2011.

[56] G. Samson, H. Giordani, G. Caniaux, and F. Roux. Numerical Investigation of an Oceanic Resonant Regime induced by Hurricane Winds. *Ocean Dyn.*, doi :10.1007/s10236-009-0203-8, 2009.

[57] M. Wade, G. Caniaux, Y. DuPenhoat,

M. Dengler, and H. Giordani, 2010. A one dimensional modelling study of the diurnal cycle in the tropical atlantic at the PIRATA buoys during the EGEE-3 campaign. *Ocean Dyn.*, 61, 513-524, doi :10.1007/s10236-010-0337-8.

[58] A. Weill, L. Eymard, G. Caniaux, D. Hauser, H. Dupuis, A. Brut, C. Guérin, P. Nacass, A. Butet, S. Cloché, , P. Durand, D. Bourras, H. Giordani, G. Lachaud, G. Bohoursa, and R. Pedreros. Toward a Better Determination of Turbulent A-Sea Fluxes from several Experiments. *J. of Climate*, 16, doi :10.1175/1520-0442, 2002.

[59] Prieur, L. and G. Caniaux and F. D'Ortenzio and H. Lavigne and H. Giordani, 2010. PRO-SAT : Etude de faisabilité de l'application de méthodes d'exploitation conjointe des séries de profils in-situ et des séries d'image satellitaire aux fins de l'Océanographie Opérationnelle. Rapport du projet PROSAT (PROfils in-situ et images SATellites), GMMC/MERCATOR.

B.2 Actes de Conférence

–2011–

- Giordani H. and G. Caniaux and J.L. Redelsperger and F. Guichard and E. Key and M. Wade, 2011 : The Atlantic Cold Tongue and the African Monsoon : are they coupled ? PIRATA/TACE/TAV Joint Meeting, 14-18 March 2011 Fernando de Noronha, Brazil.
- J.L. Redelsperger and B. Boulès and P. Brandt and G. Caniaux and H. Giordani and S. Janicot and M. Leduc-Leballeur and F. Marin and Y. Du Penhoat and C. Thorncroft and A. Voltaire and M. Wade, 2011 : Ocean-Atmosphere interactions in the Gulf of Guinea : AMMA Phase-1 perspective. Workshop on Coupled Ocean-Atmosphere-Land Processes in the Tropical Atlantic Miami, FL, USA 23-25 March 2011.
- Giordani H. and G. Caniaux, 2011 : A diagnostic of the vertical velocity for the Equatorial Atlantic. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 3-8 April 2011.
- West African monsoon. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 2-7 May 2010.
- Caniaux, G., H. Giordani, M. Wade, M. Dengler and R. Hummels : Importance of Diapycnal Mixing for Simulating the Eastern Equatorial Atlantic Ocean. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 2-7 May 2010.
- Giordani, H., and G. Caniaux, 2010 : Diagnosing vertical velocity in the equatorial Atlantic. Tropical Atlantic and PIRATA-15 Meeting, Miami, Florida, USA, 2-5 March, 2010.
- Marin, F., G. Athié, G. Caniaux, B. Boulès, H. Giordani, Y. Gouriou, and E. Key, 2010 : Does the intra-seasonal variability (ISV) impact the cold tongue development in the eastern equatorial Atlantic ? Tropical Atlantic(TACE) and PIRATA-15 Meeting, Miami, Florida, USA, 2-5 March, 2010.
- Giordani, H : The HyMerEx Experiment, 2010. Team leaders meeting, 4rd HyMex Workshop, Bologna, Italy, 7 June 2010.
- Lambert, D., F. Gheusi, M. Mallet, G. Athier, P. Augustin, A. Behrendt, S. Belamari, Y. Bezombes, G. Bouhours, O. Bousquet, C. Bruno, B. Campistron, J.P. Chaboureau, C. Champollion, L. Coppola, S. Coquillat, U. Corsmeier, E. Defer, H. Delbarre, S. Derrien, B. DiMartino,, P. Drobinski, V. Ducrocq, F. Dulac, A. Ezcurra, M. Fourmentin, H. Giordani, P. Goloub, L. Gomes, M. Hagen, N. Kalthoff, C. Kottmeier, L. Labatut, D. Legain, P. Lejeune, M.D. Loye-Pilot, M. Muselli, G. Notton, C. Paoli, P. Przygodski, J.P. Rambaud, E. Richard, O. Roussot, F. Saïd, J.L. Savelli, J. Sciare, X. Silvani, S. Soula, V. Thouret and V. Wulfmeyer : A Mediterranean Atmospheric Observatory in Corsica within the Framework of HyMEX and ChArMEX. 4rd HyMex Workshop, Bologna, Italy, 8-10 June 2010.

–2010–

- Giordani H., G. Caniaux, 2010 : Estimation of Vertical Velocities in the Equatorial Atlantic Cold Tongue. Physical oceanography, AGU 2010 Fall Meeting - San Francisco, California, USA, 13-10 December 2010.
- Giordani, H., G. Caniaux, 2010 : Impact of the Equatorial Cold Tongue on the African Monsoon. Programme Atelier AMMA France 2010, Toulouse, 3-5 Novembre 2010.
- Caniaux, G., H. Giordani, J.L. Redelsperger, F. Guichard, et M. Wade, 2010 : Langue d'eau froide Atlantique et mousson Africaine. Journées Rencontres et Développement 2010, RETIC/CNRM, Toulouse, 7-10 juin 2010.
- Giordani, H., et G. Caniaux, 2010 : Quelle stratégie future de modélisation de l'océan et de l'atmosphère à méso-échelle. Journées de Rencontre CNRM/MERCATOR, Toulouse, 14 juin 2010.
- Caniaux, G., P. Brandt, H. Giordani, J.L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key, A. Funk and M. Wade, 2010 : Link between the onset of the Atlantic Cold Tongue and the
- Guillaume Samson, David Barbary, Hervé Giordani, Guy Caniaux and Frank Roux, 2009 : Influence of oceanic heat content spatial variations on the intensity of a tropical cyclone in the South West Indian Ocean. 16th

–2009–

- Conference on Air-Sea Interaction 11-15 January 2009, Phoenix, Arizona.
- Samson, G., D. Barbary, H. Giordani, G. Caniaux, et F. Roux, 2009 : Influence de l'océan superficiel et du contenu thermique océanique sur l'intensité du cyclone tropical DORA (2007) dans le bassin indien sud-ouest. Résumé Etendu des Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), 2009. CNRM Ed., Toulouse, 27-29 Janvier 2009, pp 7.
 - Renaudie, C., R. Baraille, Y. Morel, G. Hello et H. Giordani, 2009 : Etude des interactions océan-atmosphère à l'aide d'AROME et HYCOM. Résumé Etendu des Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), 2009. CNRM Ed., Toulouse, 27-29 Janvier 2009.
 - Renaudie, C., R. Baraille, Y. Morel, G. Hello and H. Giordani, 2009 : Validation of KPP in a coastal area. Layered Ocean Model Workshop. University of Southampton (UK), 1-3 June, 2009.
 - Renaudie, C., R. Baraille, Y. Morel, H. Giordani and G. Hello, 2009 : Adaptation of the vertical resolution in the mixed-layer for HYCOM. HYCOM Consortium Meeting, LOM, Miami, Florida, June 2009.
 - Wade, M., G. Caniaux, Y. DuPenhoat, M. Dengler, H. Giordani and R. Hummels, 2009 : A one dimensional modelling study of the diurnal cycle in the tropical Atlantic at the PIRATA buoys during the EGEE-3 campaign. Tropical Atlantic Meeting, Toulouse, 3-6 February, 2009.
 - Renaudie, C., G. Hello, H. Giordani, R. Baraille and Y. Morel, 2009 : Validation de KPP en région côtière. Colloque EPIGRAM, île de Ré, 18-20 Mars 2009.
 - G. Caniaux, H. Giordani, F. Guichard and M. Wade : Is there a link with the Atlantic Cold Tongue and the African Monsoon? General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 19-24 April 2009.
 - Wade, M., G. Caniaux, Y. duPenhoat, and H. Giordani, 2009 : Response of the Equatorial Atlantic Ocean to wind forcing anomalies. European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2009, Vienna, Austria, 20-24 April, 2009.
 - Hervé Giordani, Guy Caniaux and Malik Wade : On the formation of the Atlantic Cold Tongue in the Gulf of Guinea during the AMMA/EGEE-3 Experiment. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Guy Caniaux, Hervé Giordani, Jean-Luc Redelsperger, Malick Wade and Françoise Guichard : The Santa Helena Anticyclone, The Atlantic Cold Tongue and the African Monsoon. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Guy Caniaux, Françoise Guichard, Denis Bourras, Erica Key, Hervé Giordani and Bernard Boulès : Evaluation of sea surface flux fields from NWP models during the emplacement of the Atlantic Cold Tongue in 2006. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Guy Caniaux, Malick Wade, Hervé Giordani : Statistical analysis of the Atlantic Cold Tongue. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Guy Caniaux, Hervé Giordani, Malick Wade, Markus Dengler, Rebecca Hummels : The role of diapycnal mixing for simulating the eastern tropical Atlantic ocean. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Samson, G., D. Barbary, M. Plu, F. Roux, H. Giordani, and G. Caniaux, 2009 : Interaction of tropical cyclone Ivan (South-West Indian Ocean, 2007) with the ocean. 9th European Meteorological Society (EMS) Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM), Toulouse, 28 September - 02 October 2009.
 - Poitevin, J., Blouch, P., M.N. Bouin, H. Giordani, F. Bouttier, V. Ducrocq, J. Hoffmann, J.M. Lefèvre and H. Roquet, 2009 : Activities in Support of Ocean Forecasting. Final Report of the Workshop "Ocean Forecasting in MOON and Meteorological Activities", Roma, Italy, 9-11 November 2009.
 - Caniaux, G., S. Belamari, L. Prieur, A. Paci, et H. Giordani, 2009 : Est-il possible de déterminer des flux de surface en accord avec le contenu de densité de l'océan superficiel? Atelier de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse CNRM, 27-29 Janvier 2009.
 - Caniaux, G., H. Giordani, et M. Wade, 2009 : Y-a-t-il un lien entre la Langue d'Eau Froide Atlantique et la Mousson Africaine? Atelier de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse CNRM, 27-29 Janvier 2009.
 - Caniaux, G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, et M. Wade, 2009 : Langue d'Eau Froide Atlantique et mousson Africaine. Séminaire CNRM, Toulouse, 2 juillet 2009.
 - Prieur, L., G. Caniaux, F. D'Ortenzio, H. Lavigne, et H. Giordani, 2009 : PROSAT, PRO-

- files in situ et images SATellites. Réunion Annuelle du GMMC MERCATOR, Brest, 16-17 Novembre 2009.
- Guillaume Samson, David Barbary, Hervé Giordani, Guy Caniaux and Frank Roux, 2009 : Influence of oceanic heat content spatial variations on the intensity of a tropical cyclone in the South West Indian Ocean. 16th Conference on Air-Sea Interaction 11-15 January 2009, Phoenix, Arizona.
 - G. Caniaux, H. Giordani, F. Guichard and M. Wade : Is there a link with the Atlantic Cold Tongue and the African Monsoon? General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 19-24 April 2009.
 - Hervé Giordani, Guy Caniaux and Malik Wade : On the formation of the Atlantic Cold Tongue in the Gulf of Guinea during the AMMA/EGEE-3 Experiment. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Guy Caniaux, Hervé Giordani, Jean-Luc Redelsperger, Malick Wade and Françoise Guichard : The Sta Helena Anticyclone, The Atlantic Cold Tongue and the African Monsoon. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Guy Caniaux, Françoise Guichard, Denis Bourras, Erica Key, Hervé Giordani and Bernard Bourlès : Evaluation of sea surface flux fields from NWP models during the emplacement of the Atlantic Cold Tongue in 2006. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Guy Caniaux, Malick Wade, Hervé Giordani : Statistical analysis of the Atlantic Cold Tongue. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - Guy Caniaux, Hervé Giordani, Malick Wade, Markus Dengler, Rebecca Hummels : The role of diapycnal mixing for simulating the eastern tropical Atlantic ocean. 3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, 20-24 July 2009.
 - V. Guemas, D. Salas-Mélia, M. Kageyama, H. Giordani and A. Voldoire : Impact of the ocean diurnal variations on the intraseasonal cycle of sea surface temperatures in the mid-latitudes Atlantic Ocean. Poster EGU2009-8942, session OS13, General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 19-24 April 2009.
 - V. Guemas, D. Salas-Mélia, M. Kageyama, H. Giordani, A. Voldoire and E. Sanchez-Gomez : Interactions between weather regimes and marine surface in the North-Atlantic region. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 19-24 April 2009.
 - V. Guemas, D. Salas-Mélia, M. Kageyama, H. Giordani and A. Voldoire : Impact of the ocean diurnal cycle on the intraseasonal ocean-atmosphere interactions in the North-Atlantic European region. IAMAS-IAPSO-IACS Joint Assembly, 19-29 July 2009, Montreal, Canada.
 - V. Guemas, D. Salas-Mélia, M. Kageyama, H. Giordani, A. Voldoire and E. Sanchez-Gomez : Role of the marine surface on the extreme events in the North-Atlantic European region. IAMAS-IAPSO-IACS Joint Assembly, 19-29 July 2009, Montreal, Canada.
 - V. Guemas, D. Salas-Mélia, M. Kageyama, H. Giordani, A. Voldoire and E. Sanchez-Gomez : Interactions between weather regimes and marine surface in the North-Atlantic European region. IAMAS-IAPSO-IACS Joint Assembly, 19-29 July 2009, Montreal, Canada.
 - V. Guemas, D. Salas-Mélia, H. Giordani et M. Kageyama : Impact du cycle diurne océanique sur les interactions océan-atmosphère intrasaisonnières dans la région Europe-Atlantique Nord. Résumé Etendu des Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), 2009. CNRM Ed., Toulouse, 27-29 Janvier 2009.
- 2008-
- G. Caniaux, F. Guichard, D. Bourras, E. Key, H. Giordani, A. Weill and B. Bourlès, 2008 : Evaluation of sea surface flux fields from NWP models. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 13-18 April 2008.
 - Lebeaupin, C., V. Ducrocq and H. Giordani, 2008 : A high-resolution air-sea coupled model applied in Mediterranean heavy rain events. Second HyMex workshop, Palaiseau, Ecole Polytechnique, 2 to 4 June 2008.
 - Caniaux, G., L. Eymard, A. Weill, H. Branger, J.P. Giovanangeli, B. Bourlès, D. Hauser and H. Giordani, 2008 : Contribution of the French turbulent sea flux group to HyMex. Second HyMex workshop, Palaiseau, Ecole Polytechnique, 2 to 4 June 2008.

- Guillaume Samson, Hervé Giordani, Guy Caniaux and Frank Roux, 2008 : Analysis of a Resonant-Like Regime in the Oceanic Mixed-Layer induced by a Moving Hurricane. 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Amer. Met. Soc. (AMS), 28 April-2 May 2008, Orlando, FL.
 - Virginie Guemas, David Salas-Mélia, Hervé Giordani, Aurore Voltaire and Masa Kagayama, 2008 : Interaction between the ocean diurnal cycle and the intraseasonal variability of Sea Surface Temperatures. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 13-18 April 2008.
 - Hervé Giordani, 2008 : Modélisation du Couplage Océan-Atmosphère. Journée de Rencontre CNRM/DGA, Toulouse, 10 juillet 2008.
 - Virginie Guemas, David Salas-Mélia, Hervé Giordani, Aurore Voltaire and Masa Kagayama, 2008 : Interaction entre les régimes de temps d'été et la surface océanique dans la région Europe-Atlantique Nord. Séminaire LMD, Paris, 22 Octobre 2008.
 - Virginie Guemas, David Salas-Mélia, Hervé Giordani, Aurore Voltaire and Masa Kagayama, 2008 : Temporal and spatial variability of the diurnal warming amplitude. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 13-18 April 2008.
 - Virginie Guemas, David Salas-Mélia, Hervé Giordani, Aurore Voltaire and Masa Kagayama, 2008 : Ocean diurnal cycle impact on the atmosphere-ocean coupled variability in the North-Atlantic European region. Conference on the Variability of the Global Atmospheric Circulation During the Past 100 years. ETH, Monte Verità, Switzerland, 15-20 June 2008.
 - Virginie Guemas, David Salas-Mélia, Hervé Giordani, Aurore Voltaire and Masa Kagayama, 2008 : Summer interactions between weather regimes and surface ocean in the North-Atlantic region. NCCR Summer School "Key Challenges in Climate Variability and Change", Monte Verità, Switzerland, August 31 - September 5, 2008.
 - G. Caniaux, F. Guichard, D. Bourras, E. Key, H. Giordani, A. Weill and B. Bourlès, 2008 : Evaluation of sea surface flux fields from NWP models. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 13-18 April 2008.
 - Caniaux, G., L. Eymard, A. Weill, H. Bran-ger, J.P. Giovanangeli, B. Bourlès, D. Hauser and H. Giordani, 2008 : Contribution of the French turbulent sea flux group to HyMex. Second HyMex workshop, Palaiseau, Ecole Polytechnique, 2 to 4 June 2008.
 - Sevault, F., G. Caniaux, and H. Giordani, 2008 : Use of OSI-SAF SST and fluxes applied to POMME and EGEE experiments : comparisons and modelisation. Fourth OSI-SAF Workshop, Brest, 13-15 October, 2008.
- 2007–**
- Caniaux, G., L. Prieur, H. Giordani, A. Paci, E. Greiner, and G. Reverdin, 2007 : Subduction characteristics over the NE Atlantic during the POMME experiment (2000-2001). General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 24-29 April 2007.
 - Caniaux, G., H. Giordani and L. Prieur, 2007 : Which surface fluxes do we need for modelling the Mediterranean Sea ? First Mediterranean workshop, Toulouse, 9 to 11 January 2007.
 - Lebeaupin Brossier, C., V. Ducrocq and H. Giordani : Ocean-Atmosphere Interactions and Coupling associated with Mediterranean heavy rainfall events. 15th AMS conference on Air-Sea Interaction, 20-23 August 2007, Portland, OR, USA.
 - Hervé Giordani, Alexandre Paci and Guy Caniaux, 2007 : How to catch the real dynamics of the near surface layers ? Rapid Environmental Assessment (REA) Conference, Coastal Processes : Challenges for Monitoring and Prediction, 25-27 September 2007, Lercici, Italy.
 - H. Giordani : Mesoscale Modelling of the Ocean during EGEE (2006) : Tropical Atlantic Workshop, Jussieu, Paris, France, 23-24 Octobre 2007.
- 2006–**
- Bourlès, B., G. Caniaux, Y. DuPenhoat, Y. Gouriou, A. Weill, D. Bourras, F. Marin, H. Giordani, and A. Bentamy, 2006 : The

- EGEE3/AMMA experiment. In : Genau, I., S. Marsh, J. McQuaid, J.L. Redelsperger, C. Thorncroft, and E. Van Den Akker (Edts), 2006 : Extended Abstracts, First International AMMA Conference, Dakar, Sénégal, 28 November - 4 December 2005, p24-29.
- Boulès, B., G. Caniaux, Y. DuPenhoat, Y. Gouriou, A. Weill, D. Bourras, F. Marin, H. Giordani, and A. Bentamy, 2006 : The EGEE1 and 2 cruises in the Gulf of Guinea. In : Genau, I., S. Marsh, J. McQuaid, J.L. Redelsperger, C. Thorncroft, and E. Van Den Akker (Edts), 2006 : Extended Abstracts, First International AMMA Conference, Dakar, Sénégal, 28 November - 4 December 2005, p30-32.
 - Giordani, H., G. Caniaux, F. Marin, Y. DuPenhoat, B. Boulès, P. Marchesiello, D. Bourras, and A.M. Tréguier, 2006 : Ocean-atmosphere modelling strategy during EGEE/AMMA. In : Genau, I., S. Marsh, J. McQuaid, J.L. Redelsperger, C. Thorncroft, and E. Van Den Akker (Edts), 2006 : Extended Abstracts, First International AMMA Conference, Dakar, Sénégal, 28 November - 4 December 2005, p525-527.
 - Bourras, D., A. Achour, S. Hadour, H. Giordani and G. Caniaux, 2006 : The onset of the 2004 West African Monsoon. In : Genau, I., S. Marsh, J. McQuaid, J.L. Redelsperger, C. Thorncroft, and E. Van Den Akker (Edts), 2006 : Extended Abstracts, First International AMMA Conference, Dakar, Sénégal, 28 November - 4 December 2005.
 - Giordani, H. and G. Caniaux, 2006 : Réponses océaniques et atmosphériques aux échanges en surface : Journée thématique Couplage Océan-Atmosphère du CNRM, Toulouse, France, 11 avril 2006.
 - Lebeauvin, C., V. Ducrocq, S. Belamari, H. Giordani and A. Pirani, 2006 : Etude du couplage océan-atmosphère sur des événements fortement précipitants en région Méditerranéenne. Journée thématique Couplage Océan-Atmosphère du CNRM, Toulouse, France, 11 avril 2006.
 - Lebeauvin, C., V. Ducrocq, S. Belamari, H. Giordani and A. Pirani, 2006 : Sensibilité des événements fortement précipitants à la mer Méditerranée. Réunion de mi-parcours CYclogénèse et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne (CYPRIM). Thème 2 : Eléments de prévisibilité, besoin en observation de la gestion du risque, Toulouse, France, 16 mars 2006.
 - Paci, A., H. Giordani, G. Caniaux et L. Prieur, 2006 : Peut-on assimiler des courants dans les modèles d'océan? Colloque National sur l'Assimilation de Données, Toulouse, 9-10 mai 2006.
 - G. Caniaux, L. Prieur, A. Paci, H. Giordani et E. Greiner, 2006 : Evaluation de la réanalyse MERA11 à reconstituer la subduction lors de la campagne POMME. Journées scientifiques du Groupe Mission Mercator Coriolis, Centre International de Conférences de Météo, Toulouse, France, 4-6 décembre 2006.
 - H. Giordani, 2006 : Upper Ocean Processes : how to catch the real dynamics of the near surface layers? CLIVAR Tropical Atlantic Workshop, UNESCO, Paris, France, 18-20 Octobre 2006.
 - H. Giordani and G. Caniaux, 2006 : How to catch the real dynamics of the near surface layers? AMMA International Meeting, Centre International de Conférences de Météo France, Toulouse, France, 6-10 Novembre 2006.
 - Boulès, B., F. Marin, Y. Gouriou, Y. du Penhoat, G. Caniaux, and H. Giordani, 2006 : In situ observations in the eastern tropical Atlantic : status and perspectives. AMMA International Meeting, Centre International de Conférences de Météo France, Toulouse, France, 6-10 Novembre 2006.
 - Caniaux, G., D. Legain, J. Barié, F. Lavie, G. Bouhours, B. Piguet, O. Traullé, Y. Amar, H. Giordani, D. Bourras, A. Weill, S. Letourneur, L. Eymard, M. Trémant, J. Rolland, P. Blouch, B. Boulès, Y. Gouriou, and D. Dagorne, 2006 : Air-sea interactions and mixed layer processes during EGEE3. AMMA International Meeting, Centre International de Conférences de Météo France, Toulouse, France, 6-10 Novembre 2006.
 - G. Caniaux, B. Boulès and H. Giordani : La Campagne AMMA/EGEE3. Journée thématique des Rencontres R&D, Centre International de Conférences de Météo France, Toulouse, France, 30 novembre 2006.
 - Giordani, H. and G. Caniaux, 2006 : Réponses océaniques et atmosphériques aux échanges en surface : Journée thématique Couplage Océan-Atmosphère du CNRM, Toulouse, France, 11 avril 2006.
 - Paci, A., H. Giordani, G. Caniaux et L. Prieur, 2006 : Peut-on assimiler des courants dans les modèles d'océan? Colloque National sur l'Assimilation de Données, Toulouse, 9-10 mai 2006.

–2005–

- Lebeauvin, C., V. Ducrocq, S. Belamari and H. Giordani : Air-Sea interactions during Mediterranean torrential rain events. 7th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Rethymnon, Crête, 5-7 October 2005.
- Lebeauvin, C., V. Ducrocq and H. Giordani : Etude de la sensibilité des événements fortement précipitants en région Méditerranéenne à la température de surface de la mer Méditerranée. Réunion OHM-CV, Toulouse, France, 7 janvier 2005.
- Lebeauvin, C., V. Ducrocq, S. Belamari and H. Giordani : Interactions air-mer dans des cas fortement précipitants en région Méditerranéenne. Journées OHM-CV, Grenoble, France, 17-18 novembre 2005.
- Caniaux, G., L. Prieur, S. Belamari, H. Giordani, E. Greiner et A. Paci, 2005 : Formation des eaux à 11-13°C sur le site de la campagne POMME : comparaison de MERA11 aux données de la campagne en vue d'évaluer le taux de subduction. Réunion GMMC MERCATOR, Toulouse, 10-11 octobre 2005.
- Caniaux, G., H. Giordani, D. Bourras, B. Boulès et Y. DuPenhoat, 2005 : La campagne EGEE3 et les interactions océan-atmosphère. Réunion Atlantique Tropical. LOCEAN, Paris, 15 novembre 2005.
- Caniaux, G., B. Boulès et H. Giordani, 2005 : La campagne AMMA/EGEE3. Journées Rencontres recherche et Développement, Toulouse, 28-30 Novembre 2005.
- Caniaux, G., H. Giordani, B. Boulès et Y. DuPenhoat, 2005 : Necessary requirements for the study of air-sea interactions during the EGEE/AMMA experiment. Extended abstracts for the Ocean and Sea Ice SAF Second Workshop, EUMETSAT Edts, Perros-Guirec, Brittany, France, 15-17 March 2005, 123-130.
- Caniaux, G., S. Belamari, Giordani H., A. Paci, L. Prieur, G. Reverdin and F. Gaillard, 2005 : Heat and freshwater closure from different modelling approaches in the North-East Atlantic. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 24-29 April 2005.
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur and A. Paci, 2005 : A Generalised Q-vector formulation of Vertical Velocity (w) in the Ocean : A Study of w -sources. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 24-29 April 2005.
- Giordani, H., L. Prieur, G. Caniaux and A. Paci, 2005 : New insights into sources of Vertical Velocities in the Ocean. Colloquium in honour and in memory of Christian Le Provost, 10-11 March 2005, Toulouse, France
- Belamari, S., G. Caniaux and H. Giordani, 2005 : Bulk fluxes optimisation using genetic algorithms : Application to the one year POMME experiment data set. Colloquium in honour and in memory of Christian Le Provost, 10-11 March 2005, Toulouse, France
- Caniaux, G., S. Belamari, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur, G. Reverdin and F. Gaillard, 2005 : Insights into the one year heat and freshwater budget closure from different modelling approach of the POMME experiment. Colloquium in honour and in memory of Christian Le Provost, 10-11 March 2005, Toulouse, France
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, 2005 : A Generalised Q-vector formulation of Vertical Velocity (w) in the Ocean : A Study of w -sources. Journées d'Evaluation du Programme ATmosphère et Océan Multi-échelles (PATOM), Bordeaux, 12-13 septembre 2005.
- Prieur, L., H. Giordani and G. Caniaux, 2005 : BIDIACOUMEL : Bilan diagnostique de couche mélangée en mer d'Alboran durant ALMOFRONT2, décembre 1997 - janvier 1998. Journées d'Evaluation du Programme ATmosphère et Océan Multi-échelles (PATOM), Bordeaux, 12-13 septembre 2005.
- Giordani, H., L. Prieur, G. Caniaux and A. Paci, 2005 : New insights into sources of Vertical Velocities in the Ocean. Colloquium in honour and in memory of Christian Le Provost, 10-11 March 2005, Toulouse, France
- Belamari, S., G. Caniaux and H. Giordani, 2005 : Bulk fluxes optimisation using genetic algorithms : Application to the one year POMME experiment data set. Colloquium in honour and in memory of Christian Le Provost, 10-11 March 2005, Toulouse, France
- Caniaux, G., S. Belamari, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur, G. Reverdin and F. Gaillard, 2005 : Insights into the one year heat and freshwater budget closure from different modelling approach of the POMME experiment. Colloquium in honour and in memory of Christian Le Provost, 10-11 March 2005, Toulouse, France
- Caniaux, G., L. Prieur, S. Belamari, H. Giordani, E. Greiner et A. Paci, 2005 : Formation des eaux à 11-13°C sur le site de la campagne POMME : comparaison de MERA11

- aux données de la campagne en vue d'évaluer le taux de subduction. Réunion GMMC MERCATOR, Toulouse, 10-11 octobre 2005.
- Caniaux, G., H. Giordani, D. Bourras, B. Boulès et Y. DuPenhoat, 2005 : La campagne EGEE3 et les interactions océan-atmosphère. Réunion Atlantique Tropical. LOCEAN, Paris, 15 novembre 2005.
 - Caniaux, G., B. Boulès et H. Giordani, 2005 : La campagne AMMA/EGEE3. Journées Rencontres recherche et Développement, Toulouse, 28-30 novembre 2005
 - Caniaux, G., H. Giordani, B. Boulès and Y. DuPenhoat, 2005 : Necessary requirements for the study of air-sea interactions during the EGEE/AMMA experiment. Extended abstracts for the Ocean and Sea Ice SAF Second Workshop, EUMETSAT Edts, Perros-Guirec, Brittany, France, 15-17 March 2005, 123-130.
 - Caniaux, G., S. Belamari, Giordani H., A. Paci, L. Prieur, G. Reverdin and F. Gaillard, 2005 : Heat and freshwater closure from different modelling approaches in the North-East Atlantic. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 24-29 April 2005.
 - Caniaux, G., S. Belamari, Giordani H., A. Paci, L. Prieur, G. Reverdin and F. Gaillard, 2005 : Heat and freshwater closure from different modelling approaches in the North-East Atlantic. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, Austria, 24-29 April 2005.

–2004–

- Caniaux G., L. Merlivat, L. Prieur and H. Giordani, 2004 : Daily Variations of Oceanic Mixed Layer Depth along Drifter trajectories in the North-Eastern Atlantic. 1th General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Nice, France, 25-30 April 2004.
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur and A. Paci, 2004 : Sensitivity of Entrainment/Detrainment to Sea Surface Fluxes during the POMME Experiment. 1th General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Nice, France, 25-30 April 2004.
- Giordani, H. and G. Caniaux, 2004 : Ateliers AMMA, 20-24 Septembre 2004, Dijon.
- Giordani, H. and G. Caniaux, 2004 : A 3D Simplified oceanic Model. Adaptation to the Equatorial Areas. Colloquium AMMA-API, 11-13 October 2004, Brest.
- Caniaux G., L. Merlivat, L. Prieur and H. Giordani, 2004 : Daily Variations of Oceanic Mixed Layer Depth along Drifter trajectories in the North-Eastern Atlantic. 1th General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Nice, France, 25-30 April 2004.

–2003–

- Caniaux, G., H. Giordani, L. Prieur, and D. Bourras, 2003 : An evaluation of a one year surface heat budget in the North-East Atlantic from the POMME experiment. 28th General Assembly of the EGS, Nice, France, 7-11 April 2003.
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, A. Paci, 2003 : A one year 3D oceanic simulation in the North-East Atlantic : Application to heat budgets and subduction during the POMME experiment. 28th General Assembly of the European Geophysical Society (EGS), Nice, France, 7-11 April 2003.
- Paci, A., G. Caniaux, M. Gavart, H. Giordani, L. Prieur and G. Reverdin, 2003 : A high resolution oceanic simulation in an area subjected to subduction : near surface processes during the POMME experiment. 28th General Assembly of the EGS, Nice, France, 7-11 April 2003.
- Ramos Buarque, S., H. Giordani, G. Caniaux, 2003 : Preliminary intercomparison and validation of ECMWF 40-years reanalysis (ERA-40) air-sea surface fluxes. 28th General Assembly of the European Geophysical Society (EGS), Nice, France, 7-11 April 2003.
- Reverdin, G., M. Assenbaum, G. Caniaux, F. Gaillard, H. Giordani, P. Lherminier, L. Memery, and L. Prieur : The POMME mesoscale analyses of the circulation in the NE Atlantic. 28th General Assembly of the EGS-AGU-EUG, Nice, France, 7-11 April 2003.
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur and A. Paci 2003 : Simulation Annuelle dans l'Atlantique Nord-Est : Bilans de Chaleur et de Masse pendant la Campagne POMME. Colloque POMME, 25-29 Août 2003, Ville-

- franche sur mer.
- Bourras, D., H. Giordani, G. Reverdin, and G. Caniaux : Satellite sensors detect mesoscale air-sea interactions during the POMME experiment. 28th General Assembly of the EGS, Nice, France, 7-11 April 2003.
 - Reverdin, G., M. Assenbaum, G. Caniaux, F. Gaillard, H. Giordani, P. Lherminier, L. Memery, and L. Prieur : The POMME mesoscale analyses of the circulation in the NE Atlantic. 28th General Assembly of the EGS, Nice, France, 7-11 April 2003.
 - Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur and A. Paci 2003 : Simulation Annuelle dans l'Atlantique Nord-Est : Bilans de Chaleur et de Masse pendant la Campagne POMME. Colloque POMME, 25-29 Août 2003, Villefranche sur mer.
- 2002–
- Assenbaum, M., G. Reverdin, L. Memery, J.C. Gascard, M. Gavart, G. Caniaux, H. Giordani, Y. Desaubies, F. Gaillard, B. Le Cann, P. Lherminier, H. Mercier, L. Prieur, 2002 : Mesoscale impact on subduction in the northeast Atlantic during the POMME experiment. 27th General Assembly of the EGS, Nice, France, 21-26 April 2002.
 - Caniaux, G., H. Giordani, et M. Gavart, 2002 : Modélisation sur POMME. Méthodologie et perspectives. Colloque POMME, Paris, 6-8 janvier 2002.
 - Caniaux, G., G. Reverdin, L. Memery, M. Assenbaum, M. Gavart, H. Giordani, Y. Desaubies, F. Gaillard, B. le Cann, P. Lherminier, H. Mercier, J.C. Gascard, L. Prieur, 2002 : The POMME experiment in the NE Atlantic Ocean in 2000-2001. 27th General Assembly of the EGS, Nice, France, 21-26 April 2002.
 - Caniaux G., G. Reverdin, M. Gavart, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur, A. Brut, 2002 : Mesoscale modeling using data from the POMME experiment. 27th General Assembly of the EGS, Nice, France, 21-26 April 2002.
 - Gavart, M., G. Caniaux, G., et H. Giordani, 2002 : Apport de l'assimilation à la modélisation sur POMME. Colloque POMME, Paris, 6-8 janvier 2002.
 - Gavart, M., M. Assenbaum, G. Caniaux, R. Baraille, et H. Giordani : Emboîtement et assimilation multi-données dans un modèle PE d'océan à haute résolution : application à la campagne POMME. AMA 2002, Atelier de Modélisation Atmosphérique, Toulouse, 17-19 Décembre 2002, CNRM Ed., 39.
 - Giordani, H., G. Caniaux, 2002 : Bilans de chaleur 3D à partir d'un modèle 1D. Colloque POMME, Paris, 6-8 janvier 2002.
 - Giordani, H., M. Gavart, et G. Caniaux, 2002 : Analyses des prévisions océaniques effectuées en temps réel pendant POMME1, POMME2 et POMME3. Colloque POMME, Paris, 6-8 janvier 2002.
 - Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, M. Gavart, and G. Reverdin 2002 : Mixed layer heat budget during POMME experiment. 27th General Assembly of the European Geophysical Society (EGS), Nice, France, 21-26 April 2002.
 - Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, and M. Gavart, 2002 : Mixed layer heat budget and evaluation of the detrainment/entrainment rates during POMME experiment. International Symposium CNES "En route to GODAE". 13-15 June 2002, Biarritz.
 - Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, and M. Gavart, 2002 : Mixed layer heat budget during POMME experiment. Journées PATOM, 14-15 octobre 2002, Paris.
 - Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, and A. Paci : Bilan de chaleur de la couche de mélange océanique pendant la campagne POMME. AMA 2002, Atelier de Modélisation Atmosphérique, Toulouse, 17-19 Décembre 2002, CNRM Ed., 211.
 - Paci, A., G. Caniaux, M. Gavart, H. Giordani, and G. Reverdin, 2002 : High resolution simulation of the ocean during POMME Experiment. International Symposium CNES "En route to GODAE". 13-15 June 2002, Biarritz, p343-344.
 - Paci, A., G. Caniaux, H. Giordani, M. Gavart, et G. Reverdin : Modélisation de l'océan superficiel entre les campagnes POMME1 et POMME2. AMA 2002, Atelier de Modélisation Atmosphérique, Toulouse, 17-19 Décembre 2002, CNRM Ed., 207-210.
 - Ramos Buarque, S., H. Giordani, G. Caniaux, and S. Planton, 2002 : Evaluation of ERA-40 ocean surface flux spins. 27th General Assembly of the European Geophysical Society (EGS), Nice, France, 21-26 April 2002.
 - Ramos-Buarque, S., H. Giordani, G. Caniaux and S. Planton, 2002 : ERA-40 Ocean Surface Heat Flux : Evaluation of the Model Spins. International Symposium CNES "En route

to GODAE". 13-15 June 2002, Biarritz.

- Ramos Buarque, S., H. Giordani, G. Caniaux and S. Planton : ERA-40 sea surface heat fluxes spins. AGU 2002 Fall Meeting - San Francisco, California, USA, 6-10 December 2002.
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, M. Gavart, and G. Reverdin 2002 : Mixed layer heat budget during POMME experiment. 27th General Assembly of the European Geophysical Society (EGS), Nice, France, 21-26 April 2002.
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, and M. Gavart, 2002 : Mixed layer heat budget and evaluation of the detrainment/entrainment rates during POMME experiment. International Symposium CNES "En route to GODAE". 13-15 June 2002, Biarritz.
- Caniaux G., G. Reverdin, M. Gavart, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur, A. Brut, 2002 : Mesoscale modeling using data from the POMME experiment. 27th General Assembly of the EGS, Nice, France, 21-26 April 2002.

-2001-

- Giordani H., G. Caniaux, Y. Amar, 2001 : Les analyses des réseaux POMME0, POMME1 et POMME2. Réunion plénière POMME, Paris, IPSL, 14-15 juin 2001.
- Caniaux, G., H. Giordani, Y. Amar, 2001 : Bouée ancrée et flux de surface sur la zone POMME. Réunion plénière POMME, Paris, IPSL, 14-15 juin 2001.
- Eymard, L., H. Dupuis, A. Weill, W. Drennan, D. Hauser, C. GuÃ¶rin, P. Nacass, G. Caniaux, S. Planton, P. Durand, H. Giordani, 2001 : Measurement and parameterization of turbulent surface fluxes : overview of results from several field campaigns. WCRP/SCOR Workshop on : "Intercomparison and validation of ocean-atmosphere flux fields". Bolger Center, Potomac, MD, U.S.A., 21-24 May 2001. 307-311.

-2000-

- Planton, S., G. Caniaux, and H. Giordani, 2000 : Atmosphere-ocean interactions, surface fluxes. Proceedings Second WCRP International Conference on Reanalyses, WCRP-109, Reading, U.K., 23-27 August 1999, p111-114.
- H. Giordani and G. Caniaux, 2000 : Sensitivity of Cyclogenesis to Sea Surface Temperature in the Northwestern Atlantic. AGU Fall Meeting, 15-19 Décembre 2000, San Francisco, Californie.
- H. Giordani and G. Caniaux, 2000 : Sensitivity of deepening cyclone to SST during FAS-TEX IOP15. EGS, 24-29 Avril 2000, Nice.
- G. Caniaux, L. Prieur, H. Giordani, F. Hernandez and L. Eymard, 2000 : Winter observation of the circulation in the Newfoundland Basin. EGS, 24-29 Avril 2000, Nice.

-1999-

- Caniaux, G., L. Prieur, H. Giordani, and F. Hernandez, 1999 : North Atlantic Current Transports deduced from altimetry and in-situ measurements. Proceedings of the Internal Conference "The Ocean Observing System for Climate : OCEANOBS 99", CNES, Saint-Raphael, France, 18-22 October 1999, p222-223.
- Caniaux, G., L. Prieur, H. Giordani, and F. Hernandez, 1999 : Analysis of a deep mesoscale eddy from altimetry, buoys and ship in-situ measurements. Proceedings of the Internal Conference "The Ocean Observing System for Climate : OCEANOBS 99", CNES, Saint-Raphael, France, 18-22 October 1999, p224-225.
- Josse, P., G. Caniaux, H. Giordani, and S. Planton, 1999 : Mesoscale ocean-atmosphere coupled modelling. A case study from the SEMAPHORE experiment. Proceedings of the Internal Conference "The Ocean Observing System for Climate : OCEANOBS 99", CNES, Saint-Raphael, France, 18-22 October 1999, p270-271.
- Dourado, M.S., G. Caniaux, and H. Giordani, 1999 : An oceanic mesoscale simulation using data from the COARE experiment. COARE-98, Proceedings Conference

- on the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE), WCRP-107, Boulder (Colorado), USA, 7-14 July 1998, p291-292.
- H. Giordani and G. Caniaux, 1999 : Sensitivity of deepening cyclone with respect to the SST in the FASTEX experiment : application to the IOP15. IUGG, 19-24 Juillet 1999, Birmingham.
 - A. Mathieu, A. Weill, H. Giordani and H. Dupuis, 1999 : Atmospheric boundary layer depth evaluation using a GCM and AVHRR cloud data. IUGG, 26-30 Juillet 1999, Birmingham.
 - H. Giordani, G. Caniaux et P. Marquet, 1999 : Sensitivity of deepening cyclone with respect to the SST in the FASTEX experiment. EGS, 19-23 Avril 1999, La Haye.
 - G. Caniaux, L. Prieur, H. Giordani et F. Hernandez, 1999 : Analysis of a deep eddy in the North Atlantic Current. EGS, 19-23 Avril 1999, La Haye.
 - G. Caniaux et H. Giordani. Présentation orale, EGS, 1999 : Evaluation of the net surface heat flux budget during the CATCH experiment : comparison with ECMWF fluxes. EGS, 19-23 Avril 1999, La Haye.
 - M.S. Dourado, G. Caniaux et H. Giordani, 1999 : Upper ocean heat budget during TOGA-COARE experiment. EGS, 19-23 Avril 1999, La Haye.

-1998-

- Dourado, M.S., G. Caniaux, and H. Giordani, 1998 : Heat budget from an oceanic mesoscale simulation using data from the COARE experiment. EUROCLIVAR WORKSHOP "Climatic impact of scale interactions for the tropical ocean-atmosphere system", J. Slingo, P. Delecluse and G. Komen Editors, Paris, 14-16 September 1998, p41-43.
 - Hervé Giordani, Guy Caniaux and Serge Planton, 1998 : Determination of the best data set for forcing an oceanic model : application to the MERCATOR project. EGS, 19 au 24 Avril 1998, Nice.
 - A. Mathieu, A. Weill, H. Giordani et H. Dupuis, 1998 : Analyse synoptique à l'aide d'ARPEGE de cas présentant une organisation de couche limite pendant la campagne SEMAPHORE. Atelier de Modélisation de l'atmosphère, 8-9 Décembre 1998, Météo-France, Toulouse.
 - G. Caniaux, H. Giordani, L. Eymard, D. Bourras, C. Guerin and H. Dupuis, 1998 : The sea surface flux dataset collected during the CATCH/FASTEX experiment. Workshop FASTEX, 27 - 30 April 1998, Météo-France.
 - H. Giordani, S. Planton and G. Caniaux, 1998 : Ageostrophic Circulations over the Azores Oceanic Front during the SEMAPHORE experiment. EGS, 19-24 Avril 1998, Nice.
 - G. Caniaux, H. Giordani, L. Eymard, D. Bourras, C. Guerin and H. Dupuis, 1998 : The sea surface flux dataset collected during the CATCH/FASTEX experiment. Workshop FASTEX, 27 - 30 April 1998, Météo-France.
- 1997-
- Josse, P., H. Giordani, G. Caniaux, et S. Planton, 1997 : Effects of a SST Front on the structure of the marine atmospheric boundary layer : a mesoscale ocean-atmosphere modelling study. Proceedings of the International Symposium "Monitoring the Oceans in the 2000s : An Integrated Approach". Biarritz, France, 15-17 October 1997, p221-224.
 - B. Bénéch, B.H. Kwon, D. Lambert, P. Durand, A. Druilhet, H. Giordani and S. Planton, 1997 : Marine Atmospheric Boundary Layer Variability Over an Oceanic Thermal Front in the Azores Basin (SEMAPHORE experiment). IAMAS - IAPSO, July 1 - 9 1997, Melbourne.
 - B. Bénéch, B.H. Kwon, D. Lambert, P. Durand, A. Druilhet, H. Giordani, 1997 : Experimental study of the marine atmospheric boundary layer variability over an oceanic thermal front in the Azores basin (SEMAPHORE experiment). 12th Symposium on boundary layers and turbulence. July 28 - August 1 1997, Vancouver, BC, Canada.

–1996–

- H. Giordani et S. Planton, 1996 : Atmospheric Boundary Layer Variability subjected to an SST forcing in the Azores bassin. EGS, 1996.
- M. Gavart, P. De Mey, E. Dombrowsky, G. Caniaux, H. Giordani, 1996 : Altimetric assimilation in a primitive equation model in the Azores region. EGS, 1996.
- B.H. Kwon, B. Benech, D. Lambert, P. Durand, A. Druilhet, H. Giordani, S. Planton, 1996 : Atmospheric marine boundary layer structure over the Azores oceanic current (SEMAPHORE experiment). EGS, 1996.
- H. Giordani, 1996 : Variabilité spatiale de la couche limite atmosphérique soumise au forçage de SST dans la région des Açores. Volumes d’actes des Ateliers de modélisation de l’atmosphère. Toulouse, 3-4 décembre 1996. pp21-26.
- H. Giordani, 1996 : La structure de la couche limite et ses circulations agéostrophiques (Expérience SEMAPHORE 1993). Journées d’évaluation du PATOM. 30 septembre et 1^{er} octobre 1996. Toulouse.
- H. Giordani, 1996 : Simulation numérique de la réponse de la couche limite atmosphérique à un forçage en SST. Résumés des Présentations de l’Atelier de Travail SEMAPHORE, CETP Ed., Citadelle de Villefranche-sur-Mer, France, 20-21 Novembre 1995.
- Gavart, M., P. De Mey, G. Caniaux, H. Giordani, et S. Planton, 1995 : Assimilation de données altimétriques dans un modèle d’océan aux équations primitives dans la région des Açores. Volume d’Actes des Ateliers de Modélisation de l’Atmosphère, CNRM Ed., Toulouse, 28-29 Novembre 1995, p27-33.
- H. Giordani, S. Planton, Guy Caniaux, 1995 : Atmospheric Boundary Layer Variability subjected to an SST forcing in the Azores bassin. Congrès d’Océanographie Opérationnelle et Observation Spatiale. Biarritz, 16-20 Octobre 1995.
- G. Caniaux, S. Planton, H. Giordani et M. Gavart, 1995 : Mesoscale ocean modelling of the Azores front : surface layers budget. Congrès Océanographie Opérationnelle et Observation Spatiale. Biarritz, 16-20 Octobre 1995.

–1995–

- H. Giordani, 1995 : Analyses ARPEGE des champs météorologiques de la campagne SEMAPHORE. Mise en évidence de la variabilité spatiale de la CLAM au passage du front de SST. Résumés des Présentations de l’Atelier de Travail SEMAPHORE, CETP Ed., Citadelle de Villefranche-sur-Mer, France, 20-21 Novembre 1995.
- Gavart, M., P. De Mey, G. Caniaux, et H. Giordani, 1995 : Assimilation de données altimétriques dans un modèle aux équations primitives d’océan dans la région des Açores. Résumés des Présentations de l’Atelier de Travail SEMAPHORE, CETP Ed., Citadelle de Villefranche-sur-Mer, France, 20-21 Novembre 1995.
- Gavart, M., P. De Mey, G. Caniaux, H. Giordani, et S. Planton, 1995 : Assimilation de données altimétriques dans un modèle d’océan aux équations primitives dans la région des Açores. Volume d’Actes des Ateliers de Modélisation de l’Atmosphère, CNRM Ed., Toulouse, 28-29 Novembre 1995, p27-33.
- H. Giordani, S. Planton, Guy Caniaux, 1995 : Atmospheric Boundary Layer Variability subjected to an SST forcing in the Azores bassin. Congrès d’Océanographie Opérationnelle et Observation Spatiale. Biarritz, 16-20 Octobre 1995.
- G. Caniaux, S. Planton, H. Giordani et M. Gavart, 1995 : Mesoscale ocean modelling of the Azores front : surface layers budget. Congrès Océanographie Opérationnelle et Observation Spatiale. Biarritz, 16-20 Octobre 1995.

–1994–

- H. Giordani, 1994 : Simulation numérique de la réponse de la couche limite atmosphérique à un forçage en SST. Workshop SEMAPHORE du 20 janvier 1994, Toulouse.
- G. Caniaux, H. Giordani, M. Gavart et S. Planton, 1994 : Simulation océanique de la POI SEMAPHORE : comparaison avec les observations. Journées d’Evaluation du Programme Atmosphère et Océan Multi-échelles (PATOM). Carqueiranne, 29-30 Septembre 1994.
- Gavart, M., G. Caniaux, and H. Giordani, 1994 : A 3D mesoscale simulation of the ocean using data from the SEMAPHORE experiment. XIX General Assembly of the European Geophysical Society (EGS), Grenoble, France, 25-29 April 1994.

Bibliographie

- Adamec, D. and J. O'Brien (1978). The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 1050–1060.
- Arritt, R. (1987). The effect of water surface temperature on lake breezes and thermal internal boundary layers. *Bound.-Layer Meteor.*, 40, 101–125.
- Arritt, R. (1990). A numerical study of sea breeze frontogenesis. *Preprints, Fifth Conf. on Meteorology and Oceanography of the Coastal Zone.* 26–29.
- Arritt, R. (1993). Effects of Large-Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze. *J. Appl. Meteor.*, 32, 116–125.
- Atkinson, B. (1981). Meso-Scale Atmospheric Circulations. *Academic, New York*, 125–214.
- Bakun, A. and C. Nelson (1991). The Seasonal Cycles of Wind-Stress Curl in Subtropical Eastern Boundary Current Regions. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1815–1834.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart and E. Richard (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 869–886.
- Bechtold, P., J. Pinty and P. Mascart (1991). A Numerical Investigation of the Influence of Large-Scale Winds on Sea-Breeze-and Inland-Breeze-type Circulations. *J. Appl. Meteor.*, 30, 1268–1279.
- Bender, M. and I. Ginis (2000). Real-Case Simulations of Hurricane-Ocean Interaction Using a High-Resolution Model : Effects on Hurricane Intensity. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 917–946.
- Bernie, D., S. Woolnough, J. Slingo and E. Guilyardi (2005). Modeling Diurnal and Intraseasonal Variability of the Ocean Mixed-Layer. *J. of Climate*, 18, 1190–1202.
- Bosart, L. (1981). The Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979 : A subsynoptic scale event. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1542–1566.
- Bosart, L., C. Vaudo and H. Helsdon (1972). Coastal frontogenesis. *J. Appl. Meteor.*, 11, 1236–1258.
- Bourlès, B., P. Brandt, G. Caniaux, M. Dengler, Y. Gouriou, E. Key, R. Lumpkin, F. Marin, R. Molinari and C. Schmid (2007). African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) : special measurements in the Tropical Atlantic. *CLIVAR Newsletter Exchanges*, 41, 7–9.
- Bryden, H. and E. Brady (1985). Diagnostic Model of the Three-Dimensional Circulation in the Upper Equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1255–1273.
- Businger, J. and W. Shaw (1984). The response of the Marine Boundary Layer to mesoscale variations in sea-surface temperature. *Dyn. Atmos. Oceans*, 8, 267–281.

- Businger, S., T. Graziano, M. Kaplan and R. Rozumalski (2005). Cold-air cyclogenesis along the Gulf Stream front : investigation of diabatic impacts on cyclone development, frontal structure and track. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 88, 65–90.
- Caniaux, G., S. Belamari, H. Giordani and A. Paci (2005b). A one Year Sea Surface Heat Budget in the North Eastern Atlantic Basin during the POMME Experiment : Part II : Flux Correction. *J. Geophys. Res.*, 110, doi, 10.1029/2004JC002695.
- Caniaux, G., A. Brut, D. Bourras, H. Giordani, A. Paci, L. Prieur and G. Reverdin (2005a). A one Year Sea Surface Heat, Freshwater and Momentum Budget in the North Eastern Atlantic Basin during the Pomme Experiment : Part I : Flux Estimates. *J. Geophys. Res.*, 110, doi, 10.1029/2004JC002596.
- Caniaux, G., H. Giordani, J. Redelsperger, F. Guichard, E. Key and M. Wade (2011). Coupling Between the Atlantic Cold Tongue and the West African Monsoon in Boreal Spring and Summer. *J. Geophys. Res.*, 116, C04003, doi, 10.1029/2010JC006570.
- Chang, E., S. Lee and K. Swanson (2002). Storm Track Dynamics. *J. of Climate*, 15, 2163–2183.
- Chelton, D., R. deSzoeke, M. Schlax, K. E. Naggar and N. Siwertz (1998). Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 433–460.
- Chelton, D., S. Esbensen, M. Schlax, N. Thum, M. Freilich, F. Wentz, C. Gentemann, M. McPhaden and P. Schopf (2001). Observation of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the Eastern Tropical Pacific. *J. of Climate*, 14, 1479–1498.
- Chelton, D., M. Schlax, M. Freilich and R. Milliff (2004). Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, 303, 978–983.
- Cione, J., S. Raman and L. Pietrafesa (1993). The Effect of Gulf Stream-induced Baroclinicity on U.S. East Coast Winter Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 30, 421–430.
- Colin, C. (1989). *Sur la variabilité dans le Golfe de Guinée. Nouvelles considérations sur les mécanismes d'upwelling*. Thèse de Doctorat, Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.
- Colin, C. and H. Rotshi (1970). Aspects géostrophiques de la circulation est-ouest dans l'Océan Pacifique équatorial occidental. *C.R. Acad. Sci.*, 271, 929–932.
- Colucci, S. (1976). Winter cyclone frequencies over the eastern United States and adjacent western Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 11, 548–553.
- Craig, G. and S. Gray (1996). CISK or WISHE as the Mechanism for Tropical Cyclone Intensification. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3528–3540.
- Cromwell, T. (1953). Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. *J. Mar. Res.*, 12, 196–213.
- Dalu, G. and R. Pielke (1989). An analytic study of the sea breeze. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1815–1825.
- Dalu, G., R. Pielke, R. Avissar, G. Kallos, M. Baldi and A. Guerrini (1991). Linear impact of thermal inhomogeneities on mesoscale atmospheric flow with zero synoptic wind. *Annales Geophysicae*, 9, 641–647.
- Davis, W., L. Schultz and R. Ward (1889). An investigation of the sea-breeze. *New Engl. Meteor. Soc.*, 21, 214–264.
- Delcroix, T., J. Picaut and G. Eldin (1991). Equatorial Kelvin and Rossby Waves Evidenced in the Pacific Ocean Through Geosat Sea Level and Surface Current Anomalies. *J. Geophys. Res.*, 96, 3249–3262.

- Delrieu, G. (2005). The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region : a first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorology Observatory. *J. Hydrometeorology*, *6*, 34–52.
- Dirks, R., J. Kuettner and J. Moore (1988). Genesis of Atlantic Lows Experiment (GALE) : an overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *69*, 148–160.
- Doi, T., T. Tozuka, H. Sasaki, Y. Masumoto and T. Yamagata (2007). Seasonal and Interannual Variations of Oceanic Conditions in the Angola Dome. *J. Phys. Oceanogr.*, *37*, 2698–2713, doi, 10.1175/2007JPO3552.1.
- Dourado, M. and G. Caniaux (2003). Surface salinity budget in oceanic simulation using data from TOGA COARE. *J. Geophys. Res.*, *108*, 16,623–16,640.
- Doyle, J. and T. Warner (1990). Mesoscale Coastal Processes during GALE IOP2. *Mon. Wea. Rev.*, *118*, 283–308.
- Doyle, J. and T. Warner (1993). Nonhydrostatic Simulations of Coastal Mesobeta-Scale vorticies and Frontogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, *121*, 3371–3392.
- Ducrocq, V., C. Lebeaupin, T. Thouvenin, H. Giordani, K. Chancibault, S. Anquetin and G. Saulnier (2004). The 8-9 september 2002 extreme flash-flood : Meteorological description and mesoscale simulations. *La Houille Blanche*, doi, 10.1051/lhb :200406012.
- Eliassen, A. (1962). On the vertical circulation in frontal zones. *Geophys. Publ.*, *24*, 147–160.
- Emmanuel, K. (1986). An air-sea Interaction Theory for Tropical Cyclone : Part I, Steady state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, *43*, 585–604.
- Emmanuel, K. (1994). *Atmospheric Convection*, 580. New York, Oxford Univ. Press.
- Emmanuel, K. (2003). Tropical cyclones. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, *31*, 75–104.
- Eymard, L., G. Caniaux, H. Dupuis, L. Prieur, H. Giordani, R. Troadec, P. Bessemoulin, G. Lachaud, G. Bouhours, D. Bourras, C. Guérin, P. L. Borgne, A. Brisson and A. Marsoin (1999). Surface Fluxes in the North Atlantic Current during the CATCH/FASTEX. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *125*, 3563–3599.
- Eymard, L., S. Planton, P. Durand, C. L. Visage, P. L. Traon, L. Prieur, A. Weill, D. Hauser, J. Rolland, J. Pelon, F. Baudin, B. Benech, J. Brenguier, G. Caniaux, P. D. Mey, E. Dombrowsky, A. Druilhet, H. dupuis, B. Ferret, C. Flamant, P. Flamant, F. Hernandez, D. Jourdan, K. Katsaros, D. Lambert, J. Lefèvre, P. L. Borgne, B. le square, A. Marsoin, H. Roquet, J. Tournade, V. Trouillet, A. Tychensky and B. Zakardjian (1996). Study of the air-sea interactions at the mesoscale : the SEMAPHORE experiment. *Annales Geophysicae*, *14*, 986–1015.
- Fischer, J., H. Leach and J. Woods (1989). A synoptic map of isopycnic potential vorticity in the seasonal thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, *19*, 519–531.
- Garratt, J. and W. Physick (1987). Numerical Study of Atmospheric Gravity Currents. II : Evolution and External Influences. *Beitr. Phys. Atmosph.*, *60*, 88–102.
- Garratt, J., W. Physick, R. Smith and A. Troup (1985). The Australian Summertime Cool Change. Part II : Mesoscale Aspects. *Mon. Wea. Rev.*, *113*, 202–223.
- Gaspar, P., Y. Grégoris and J. Lefevre (1990a). A Simple Eddy Kinetic Energy Model for Simulations of the Oceanic Vertical Mixing : Tests at Station Papa and Long-Term Upper Ocean Study Site. *J. Geophys. Res.*, *95*, 16,179–16,193.
- Gill, A. (1982). *Atmosphere-ocean dynamics*, 622 pp. Academic Press.

- Giordani, H. (1997). *Modélisation de la Couche Limite Atmosphérique Marine en présence d'un front thermique océanique : application à la campagne SEMAPHORE*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier. Toulouse.
- Giordani, H. and G. Caniaux (2001). Sensitivity of Cyclogenesis to Sea Surface Temperature in the Northwestern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, *129*, 1273–1295.
- Giordani, H. and G. Caniaux (2011). Diagnosing Vertical Motion in the Equatorial Atlantic. *Ocean Dyn.*, doi, 10.1007/s10236-011-0467-7.
- Giordani, H., G. Caniaux and L. Prieur (2005a). A Simplified Oceanic Model Assimilating Geostrophic Currents : Application to the POMME Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, *35*, 628–644.
- Giordani, H., G. Caniaux, L. Prieur, A. Paci and S. Giraud (2005b). A One Year Mesoscale Simulation of the Northeast Atlantic : Mixed Layer Heat and Mass Budgets during the POMME Experiment. *J. Geophys. Res.*, *110*, C07S08, doi, 10.1029/2004JC002765.
- Giordani, H. and S. Planton (2000). Modeling and Analysis of Ageostrophic Circulation over the Azores Oceanic Front during the SEMAPHORE Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, *128*, 2270–2287.
- Giordani, H., S. Planton, B. Bénéch and B. Kwon (1998). Atmospheric Boundary layer Response to Sea Surface Temperatures during the SEMAPHORE Experiment. *J. Geophys. Res.*, *103* C11, 25,47–25,60.
- Giordani, H., L. Prieur and G. Caniaux (2006). Advanced Insights into Sources of Vertical Velocity in the Ocean. *Ocean Dyn.*, *56*, doi, 10.1007/s10236-005-0050-1.
- Guemas, V., D. Salas-Melia, M. Kageyama, H. Giordani and A. Voltaire (2011). Impact of the Ocean Mixed-Layer Diurnal Variations on the Intraseasonal Variability of the Sea Surface Temperatures in the Atlantic Ocean. *J. of Climate*, *24* (12), 2889–2914, doi :, 10.1175/2010JCLI3660.1.
- Guemas, V., D. Salas-Melia, M. Kageyama, H. Giordani, A. Voltaire and E. Sanchez-Gomez (2009). Winter Interactions between Weather Regimes and Marine surface in the North-Atlantic European region. *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L09816, doi, 10.1029/2009GL037551.
- Guemas, V., D. Salas-Melia, M. Kageyama, H. Giordani, A. Voltaire and E. Sanchez-Gomez (2010). Summer Interactions between Weather Regimes and Surface Ocean in the North-Atlantic region. *Clim. Dyn.*, *34* :4, 527–546, doi, 10.1007/s00382-008-0491-6.
- Halley, E. (1686). An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the tropicks, with an attempt to assign physical cause of said winds. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, *16*, 153–168.
- Hashizume, H., S. Xie, W. Liu and K. Takeuchi (2001). Local and remote response to tropical instability waves : a global view from space. *J. Geophys. Res.*, *106*, 10173–10185.
- Haurwitz, B. (1947). Comments on the sea-breeze circulation. *J. Meteor.*, *4*, 1–8.
- Hayes, S., M. McPhaden and J. Wallace (1989). The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific : weekly to monthly variability. *J. of Climate*, *2*, 1500–1506.
- Hodur, R. (1997). The Naval Research Laboratory's Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS). *Mon. Wea. Rev.*, *125*, 1414–1430.
- Holt, T. and S. Raman (1990a). Marine boundary-layer structure and circulation in the region of offshore re-development of a cyclone during GALE. *Mon. Wea. Rev.*, *118*, 392–410.
- Holt, T. and S. Raman (1990b). Three-dimensional mean and turbulence structure of a coastal front influenced by the Gulf-Stream. *Mon. Wea. Rev.*, *120*, 17–39.

- Holton, J. (1992). *An Introduction to Dynamic Meteorology, Third Edition*, pp-511. Academic Press, San Diego.
- Hoskins, B. and F. Bretherton (1972). Atmospheric frontogenesis models : Mathematical formulation and solution. *J. Atmos. Sci.*, *29*, 11–37.
- Hoskins, B., I. Draghici and H. Davies (1978). A new look at the w -equation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *104*, 31–38.
- Hoskins, B. and P. Valdes (1990). On the existence of storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, *47*, 1854–1864.
- Houghton, R. (1983). Seasonal Variations of the Subsurface Thermal Structure in the Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.*, *13*, 2070–2081.
- Hsu, H. (1987). Study of Linear Steady Atmospheric Flow above a Finite Surface Heating. *J. Atmos. Sci.*, *44*, 186–199.
- Huang, C. and S. Raman (1988). A numerical modeling study of the marine boundary layer over the Gulf Stream during cold air advection. *Bound.-Layer Meteor.*, *45*, 251–290.
- Joly, A., K. Browning, P. Bessemoulin, J. Cammas, G. Caniaux, J. Chalon, S. Clough, R. Dirks, K. Emmanuel, L. Eymard, R. Gall, T. Hewson, P. Hildebrand, D. Jorgensen, F. lalaurette, R. Langland, Y. Lemaitre, P. Mascart, J. Moore, P. Persson, F. Roux, M. Shapiro, C. Snyder, Z. Toth and R. Wakimoto (1999). Overview of the field phase of the Front and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX) project. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *125*, 3131–3163.
- Kain, J. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization : An update. *J. Appl. Meteor.*, *43*, 170–181.
- Kain, J. and J. Fritsch (1993). Convective parameterization for mesoscale models : The Kain-Fritsch scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. *Meteor. Monogr.*, *24*, 165–170.
- Keshishian, L. and L. Bosart (1987). A case study of extended East Coast frontogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, *115*, 100–117.
- Keyser, D. and M. Pecnick (1985a). A Two-Dimensional Primitive Equation Model of Frontogenesis Forced by Confluence and Horizontal Shear. *J. Atmos. Sci.*, *42*, 1259–1282.
- Keyser, D. and M. Pecnick (1985b). Diagnosis of Ageostrophic Circulations in a Two-Dimensional Equation Model of Frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, *42*, 1283–1305.
- Keyser, D. and M. Pecnick (1987). The Effect of Along Temperature Variation in a Two-Dimensional Primitive Equation Model of Surface Frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, *44*, 577–604.
- Khalsa, S. and G. Greenhut (1989). Atmospheric Turbulence Structure in the Vicinity of an Oceanic Front. *J. Geophys. Res.*, *94*, 4913–4922.
- Kieu, C. (2006). On the Roles of the Secondary Circulation in the Formation of Hurricanes. *ARXIV*, doi, 2006arXiv :physics/0610273.
- Killworth, P., D. Chelton and R. deSzoeko (1997). The speed of observed and theoretical long extratropical planetary waves. *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 1946–1966.
- Klein, P. (2008). *Ocean Modeling in an Eddying Regime : High-Frequency Winds and Eddy-Resolving Models*, 383. AGU books, Matthew W. Hecht Hiroyasu Hasumi Editors.
- Knauss, J. (1966). Further measurements and observations on the cromwell current. *J. Mar. Res.*, *24*, 205–240.

- Kraus, H. (1990). An observational aircraft-based study of sea-breeze frontogenesis. *Bound.-Layer Meteor.*, *53*, 223–265.
- Kuo, Y., R. Reed and S. Low-Nam (1991). Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the Western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, *119*, 457–476.
- Kwon, B., B. Bénéch, D. Lambert, P. Durand, A. Druilhet, H. Giordani and S. Planton (1998). Structure of the Marine Atmospheric Boundary Layer over an Oceanic Thermal Front : SEMAPHORE Experiment. *J. Geophys. Res.*, *103 C11*, 25,159–25,180.
- Lafore, J., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mascart, V. Masson, J. Pinty, J. Redelsperger, E. Richard and J. V.-G. de Arellano (1998). The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : Adiabatic formulation and simulations. *Annales Geophysicae*, *16*, 90–109.
- Lambert, D. (1997). *Structure moyenne et turbulente de la couche limite atmosphérique au dessus de l’océan (expérience SEMAPHORE)*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier. Toulouse.
- Lapeyre, G. and P. Klein (2006a). Dynamics of the Upper Oceanic Layers in Terms of Surface Quasigeostrophy Theory. *J. Phys. Oceanogr.*, *36*, 165–176.
- Lapeyre, G. and P. Klein (2006b). Impact of the small-scale elongated filaments on the oceanic vertical pump. *J. Mar. Res.*, *64*, 835–851.
- Lapeyre, G., P. Klein and B. Hua (2006). Oceanic Restratification by Surface Frontogenesis. *J. Phys. Oceanogr.*, *36*, 1577–1590.
- Leach, H. (1987). The diagnosis of synoptic-scale vertical motion in the seasonal thermocline. *Deep-Sea Res.*, *34*, 2005–2017.
- Lebeaupin, C. (2007). *Etude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région méditerranéenne*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier. Toulouse.
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq and H. Giordani (2006). Sensitivity of Torrential Rain Events to the Sea Surface Temperature based on High-Resolution Numerical Forecasts. *J. Geophys. Res.*, *111*, doi, 10.1029/2005JD006541.
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq and H. Giordani (2009). Effects of the Air-Sea Coupling Time Frequency on the Ocean Response during Mediterranean Intense Events. *Ocean Dyn.*, *59*, doi, 539–549, 10.1007/s10236-009-0198-1.
- Legeckis, R. (1977). Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Science*, *197*, 1179–1181.
- Legg, S., J. McWilliams and J. Gao (1998). Localization of deep ocean convection by mesoscale eddy. *J. Phys. Oceanogr.*, *28*,5, 944–970.
- Lévy, M., M. Gavart, L. Mémerly, G. Caniaux and A. Paci (2005). A 4D-mesoscale map of the spring bloom in the northeast Atlantic (POMME experiment) : Results of a prognostic model. *J. Geophys. Res.*, *110*, C07S21, doi, 10.1029/2004JC002588.
- Lévy, M. and P. Klein (2004). Does the low frequency of the mesoscale dynamics explain a part of the phytoplankton and zooplankton spectral variability? *Proc. R. Soc. London*, *460*, 1673–1687.
- Lin, Y. (1987). Two-Dimensional Response of a Sably Stratified Shear Flow to Diabatic Heating. *J. Atmos. Sci.*, *44*, 1375–1393.
- Lin, Y. (1989). Inertial and Frictional Effects on Stratified Hydrostatic Airflow past an Isolated Heat Source. *J. Atmos. Sci.*, *46*, 921–936.

- Lin, Y. and R. Smith (1986). Transient Dynamic of Airflow near a Local Heat Source. *J. Atmos. Sci.*, *43*, 40–49.
- Lindzen, R. and S. Nigam (1987). On the role of sea surface temperature gradients in forcing low level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, *44*, 2418–2436.
- Liu, W., X. Xie, P. Polito, S. Xie and H. Hashizume (2008). Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuikSCAT and tropical rain measuring mission. *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 2545–2548.
- Liu, Z., G. Philander and R. Pacanowski (1994). A GCM Study of Tropical-Subtropical Upper-Ocean Water Exchange. *J. Phys. Oceanogr.*, *24*, 2606–2623.
- Loglisci, N., M. Qian, N. Rachev, C. Cassardo, A. Longhetto, R. Purini, P. Trivero, S. Ferrarese and C. Giraud (2004). Development of an atmosphere-ocean coupled model and its application over the Adriatic Sea during a severe weather events of Bora wind. *J. Geophys. Res.*, *109*, doi, 10.1029/2003JD003956.
- Lyman, J., G. Johnson and W. Kessler (2007). Distinct 17 day and 33 day tropical instability waves in subsurface observations. *J. Phys. Oceanogr.*, *37*, 855–872.
- Mahfouf, J., E. Richard and P. Mascart (1987). The Influence of Soil and Vegetation on the Development of Mesoscale Circulations. *J. Climate Appl. Meteor.*, *26*, 1483–1495.
- Mak, M. (1998). Influence of surface sensible heat flux on incipient marine cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, *55*, 820–834.
- Marshall, J., A. Nurser and R. Williams (1993). Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1315–1329.
- Martin, A., K. Richards, A. Bracco and A. Provenzale (2002). Patchy productivity in the open ocean. *Glob. Geochem. Cycles*, *16*.
- Mémery, L., G. Reverdin, J. Paillet and A. Oschlies (2005). Introduction to the POMME Special Section : Thermocline Ventilation and Biogeochemical Tracer Distribution in the North-East Atlantic Ocean and Impact of Mesoscale Dynamics. *J. Geophys. Res.*, *110*, C07S01, doi, 10.1029/2005JC002976.
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S. Xie and R. Small (2008). Influence of the Gulf-Stream on the troposphere. *Nature*, *452*, 206–209, doi, 10.1038/nature06690.
- Morris, A., I. Ginis and Y. Kurihara (1993). Numerical Simulation of Tropical Cyclone-Ocean Interaction With a High-Resolution Coupled Model. *J. Geophys. Res.*, *98*, 245–263.
- Nakamura, H. and A. Shimpo (2004). Seasonal variations in the Southern hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis dataset. *J. of Climate*, *17*, 1828–1844.
- Neiman, P. and M. Shapiro (1993). The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part 1 : Frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction. *Mon. Wea. Rev.*, *121*, 2153–2176.
- Nonaka, M. and S. Xie (2003). Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension : evidence for ocean-to-atmosphere feedback. *J. of Climate*, *16*, 1404–1413.
- Ogawa, Y., T. Ohara, S. Wakamatsu, P. Diosey and I. Uno (1986). Observation of lake breeze penetration and subsequent development of the thermal internal boundary layer for the nanticoke II shoreline diffusion experiment. *Bound.-Layer Meteor.*, *35*, 207–230.
- Ogura, Y. and Y. Chen (1977). A life history of an intense mesoscale convective storm in Oklahoma. *J. Atmos. Sci.*, *34*, 1458–1476.

- Okumura, Y. and S. Xie (2004). Interaction of the Atlantic equatorial Cold Tongue and the African Monsoon. *J. of Climate*, *17*, 3589–3602.
- Olfe, D. and R. Lee (1971). Linearized calculation of urban heat island convection effects. *J. Atmos. Sci.*, *28*, 1374–1388.
- O’Neill, L., D. Chelton and S. Esbensen (2003). Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the Southern Ocean on seasonal time scales. *J. of Climate*, *16*, 2340–2354.
- O’Neill, L., D. Chelton, S. Esbensen and F. Wentz (2005). High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to SST variations along the Agulhas Return Current. *J. of Climate*, *18*, 2706–2723.
- Paci, A., G. Caniaux, M. Gavart, H. Giordani, M. Lévy, L. Prieur and R. Reverdin (2005). A high resolution simulation of the ocean during (POMME experiment) : Simulation results and comparison with observations. *J. Geophys. Res.*, *110*, C07S09, doi, 10.1029/2004JC002712.
- Paci, A., G. Caniaux, M. Gavart, H. Giordani, M. Lévy, L. Prieur and R. Reverdin (2007). A high resolution simulation of the ocean during (POMME experiment) : Mesoscale variability and near surface processes. *J. Geophys. Res.*, doi, 10.1029/2005JC003389.
- Pagé, C., L. Fillion and P. Zwack (2007). Diagnosing Summertime Mesoscale Vertical Motion : Implications for Atmospheric Data Assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, *135*, 2076–2094.
- Panitz, H. and P. Speth (1986). The influence of the surface wind-stress over the equatorial Atlantic on oceanic upwelling processes during FGGE 1979. *Oceanogr. Trop.*, *21*, 185–203.
- Philander, S. (1990). El-Niño, La Niña, and southern oscillation. *Academic Press*, 293.
- Philander, S. and R. Pacanowski (1981). Response of equatorial oceans to periodic forcing. *J. Geophys. Res.*, *86*, C3, 1903–1916.
- Physick, W. (1976). A Numerical Model of the Sea-Breeze Phenomenon over a Lake or Gulf. *J. Atmos. Sci.*, *33*, 2107–2135.
- Picaut, J., A. Busalacchi, M. McPhaden and B. Camusat (1990). Validation of the Geostrophic Method for Estimating Zonal Currents at the Equator From Geosat Altimeter Data. *J. Geophys. Res.*, *95*, C3, 3015–3024.
- Picaut, J., S. Hayes and M. McPhaden (1989). Use of the Geostrophic Approximation to Estimate Time-Varying Zonal Currents at the Equator. *J. Geophys. Res.*, *94*, C3, 3228–3236.
- Pollard, R. (1978). The Joint Air-Sea Interaction Experiment-JASIN 1978. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *59*, 1310–1318.
- Pullen, J., J. Doyle and R. Signell (2006). Two-Way Air-Sea Coupling : A Study of the Adriatic. *Mon. Wea. Rev.*, *134*, 1465–1483.
- Raman, S. and A. Riordan (1988). The genesis of Atlantic Lows Experiment : The planetary boundary layer subprogram. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *68*, 161–172.
- Redelsperger, J., A. Diedou, C. Flamant, S. Janicot, T. Lebel, J. Polcher, B. Bourlès, G. Caniaux, P. D. Rosnay, M. Desbois, L. Eymard, B. Fontaine, I. G. K. Ginoux, M. Hoepffner, C. Kane, K. Law, C. Mari, B. Marticorena, E. Mougin, J. Pelon, C. Peugeot, A. Prota, F. Roux, B. Sultan and E. V. D. Akker (2006). AMMA, une étude multidisciplinaire de la mousson Ouest-Africaine. *La Météorologie*, *54*, 22–32.
- Ren, X., W. Perrie, Z. Long and J. Gyakum (2004). Atmosphere-Ocean coupled dynamics of cyclones in the midlatitudes. *Mon. Wea. Rev.*, *132*, 2432–2451.

- Renaudie, C. (2009). *Etude et validation des couches limites atmosphérique et océanique à l'échelle locale*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier. Toulouse.
- Renaudie, C., Y. Morel, G. Hello, H. Giordani and R. Baraille (2011). Observation and Analysis of Mixing in a Tidal and Wind-Mixed Coastal Region. *Ocean Mod.*, doi, 10.1016/j.ocemod.2011.01.004.
- Rhein, M., M. Dengler, J. Sültenfuss and R. Hummels (2010). Upwelling and associated heat flux in the equatorial Atlantic inferred from helium isotope disequilibrium. *J. Geophys. Res.*, 115, C08021, 320-323, doi, 10.1029/2009JC005772.
- Robinson, A., H. Arango, A. Warn-Varnas, W. Leslie, A. Miller, P. Haley and C. Lozano (1996a). *Real-time regional forecasting. modern approaches to data assimilation in ocean modelling*, pp 377-412. Elsevier Oceanography Series, Elsevier Science, The Netherland. P. Malanotte-Rizzoli, ed.
- Rodwell, M., D. Rowell and C. Folland (1999). Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European Climate. *Nature*, 398, 320-323.
- Rogers, E. and L. Bosart (1986). An Investigation of Explosively Deepening Oceanic Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 702-718.
- Rotunno, R. (1983). On the Linear Theory of the Land and Sea Breeze. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1999-2009.
- Sampe, T. and S. Xie (2007). Mapping high sea winds from space : a global climatology. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 1965-1978.
- Samson, G. (2009). *Modélisation de la réponse océanique à un cyclone tropical et de sa rétroaction sur l'atmosphère*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier. Toulouse.
- Samson, G., H. Giordani, G. Caniaux and F. Roux (2009). Numerical Investigation of an Oceanic Resonant Regime induced by Hurricane Winds. *Ocean Dyn.*, doi, 10.1007/s10236-009-0203-8.
- Sanders, F. and J. Gyakum (1980). Synoptic-dynamic climatology of the bomb. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Sawyer, J. (1956). The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis. *Proc. R. Soc.*, A234, 346-362.
- Schaeffer, A. (2010). *Impact du vent sur la circulation hydrodynamique dans le Golfe du Lion : Modélisation à haute résolution*. Thèse de Doctorat, Université du Sud Toulon-Var. Toulon.
- Schmidt, F. (1947). An elementary theory of the land and sea breeze circulation. *J. Meteor.*, 4, 9-15.
- Scott, J. and A. McDowall (1990). Cross-frontal cold jets near Iceland : in-water, satellite infrared and Geosat altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 95, 18005-18014.
- Seo, H., M. Jochum, R. Murtugudde, A. Miller and A. Roads (2007a). Feedback of tropical instability wave-induced atmospheric variability onto the ocean. *J. of Climate*, 20, 5842-5855.
- Seo, H., A. Miller and J. Roads (2007b). The Scripps coupled ocean-atmosphere regional SCOAR model, with applications in the Eastern Pacific sector. *J. of Climate*, 20, 381-402.
- Shay, L., G. Goni and P. Black (2000). Effect of a warm oceanic feature on Hurricane Opal. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1366-1383.
- Small, R., S. deSzoeko, S. Xie, L.O'Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall and S. Minobe (2008). Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn. Atmos. Oceans*, 45, 274-319, doi, 10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001.

- Small, R., S. Xie and J. Hafner (2005). Satellite observations of mesoscale ocean features and co-propagating atmospheric surface fields in the tropical belt. *J. Geophys. Res.*, *110*, C02021, doi, 10.1029/2004JC002598.
- Smith, R. (1957). Air motion over a heated land mass. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *83*, 248–256.
- Smith, R. (1979). *The influence of mountains on the atmosphere*, 87–230. Advances in Geophysics.
- Spall, M. (2007). Midlatitude wind stress-sea surface temperature coupling in the vicinity of ocean fronts. *J. of Climate*, *20*, 3785–3801.
- Stage, S. and R. Weller (1986). The Frontal Air-Sea Interaction Experiment (FASINEX),II, experimental plan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *67*, 16–20.
- Stammer, D. (1997). Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 1743–1769.
- Stommel, H. (1948). The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Trans. Amer. Geophys. Union*, *99*, 202–206.
- Strong, A. (1972). The Influence of a Great Lake Anticyclone on the Atmospheric Circulation. *J. Appl. Meteor.*, *11*, 598–612.
- Suarez, M. and P. Schopf (1988). A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, *45*, 3283–3287.
- Sun, W. and Y. Ogura (1979). Boundary layer forcing as a possible trigger to a squall-line formation. *J. Atmos. Sci.*, *36*, 235–254.
- Sweet, W., J. K. R. Fett and P. L. Violette (1981). Air-Sea Interaction Effects in the Lower Troposphere Across the North Wall of the Gulf Stream. *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 1042–1052.
- Theiss, J. and A. Mohebalhojeh (2009). The equatorial counterpart of the quasi-geostrophic model. *J. Fluid Mech.*, *637*, 327–356, doi, 10.1017/S0022112009008052.
- Thierry, V., E. de Boissésou and H. Mercier (2008). Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990–2006. *J. Geophys. Res.*, *113*, C04016, doi, 10.1029/2007JC004443.
- Thomas, L. and T. Joyce (2010). Subduction on the Northern and Southern Flanks on the Gulf Stream. *J. Phys. Oceanogr.*, *40*, 429–438, doi, 10.1175/2009JPO4187.1.
- Thomas, L. and C. Lee (2005). Intensification of Ocean Fronts by Down-Front Winds. *J. Phys. Oceanogr.*, *35*, 1086–1102.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto and S. Xie (2005). SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence : satellite and in-situ observations. *J. of Climate*, *18*, 3470–3482.
- Valdivieso Da Costa, M., H. Mercier and A. Treguier (2005). Effects of the mixed-layer time variability on kinematic subduction rate diagnostics. *J. Phys. Oceanogr.*, *35*, 427–443.
- Van De Berg, L. and J. Oerlemans (1985). Simulation of the sea-breeze front with a model of moist convection. *Tellus*, *37A*, 30–40, doi, 10.1111/j.1600-0870.1985.tb00268.x.
- Viúdez, A., J. Tintoré and R. Haney (1996). About the Nature of the Generalized Omega Equation. *J. Atmos. Sci.*, *53*, 787–795.
- Wade, M., G. Caniaux, Y. DuPenhoat, M. Dengler, H. Giordani and R. Hummels (2010). A one-dimensional modeling study of the diurnal cycle in the equatorial Atlantic at the PIRATA buoys during the EGEE-3 campaign. *Ocean Dyn.*, *61*, 513–524, doi, 10.1007/s10236-010-0337-8.

- Wahl, S., M. Latif and W. Park (2009). On the Tropical Atlantic SST Warm bias in the Kiel Climate Model. *Climate Dynam.*, doi, 10.1007/s00382-009-0690-9.
- Wai, M. and S. Stage (1989). Dynamical analyses of marine atmospheric boundary layer structure near the Gulf Stream oceanic front. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 115, 29–44.
- Wallace, J., T. Mitchell and C. Deser (1989). The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific : Seasonal and interannual variability. *J. of Climate*, 2, 1492–1499.
- Walsh, J. (1974). Sea Breeze Theory and Applications. *J. Atmos. Sci.*, 31, 2012–2026.
- Warner, T., M. Lakhtakia, J. Doyle and R. Pearson (1990). Marine Atmospheric Boundary Layer Circulations Forced by Gulf Stream Sea Surface Temperature Gradients. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 309–323.
- Weingartner, T. and R. Weisberg (1991). On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 68–82.
- Weisberg, R. and T. Tang (1983). Equatorial ocean response to growing and moving wind systems with application to the Atlantic. *J. Mar. Res.*, 41, 461–486, doi, 10.1357/002224083788519768.
- White, W. and J. Annis (2003). Coupling of extratropical mesoscale eddies in the ocean to westerly winds in the atmospheric boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1095–1107.
- Yasuda, T. and K. Hanawa (1997). Decadal changes in the mode waters in the midlatitude North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 858–870.
- Zebiak, S. and M. Cane (1987). A model El-Niño - Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2262–2278.