

# EVALUATION DES COURANTS DE SURFACE D'UN MODELE DE CIRCULATION GENERALE DE L'ATLANTIQUE TROPICAL

ALAIN MORLIERE ET CHRISTINE DUCHENE

LODYC T14 - Université P. et M. Curie - 4 place Jussieu - 75252 Paris.

Une simulation des courants de surface pour l'Atlantique tropical a été réalisée avec le modèle de circulation générale du LODYC forcé par le vent mensuel observé sur la période 1982-1988. Une comparaison avec les données historiques de dérives de bateaux montre que la simulation représente de façon satisfaisante la distribution spatiale et la variabilité saisonnière des grands traits de la circulation superficielle. Elle surestime l'intensité moyenne des courants superficiels, en particulier le Courant Equatorial Sud. La circulation le long de la côte nord du Brésil est mieux restituée par cette simulation que par celle réalisée par *Philander et Pacanowski* [1987] avec le modèle du GFDL forcé par un vent climatologique. La variabilité de la circulation superficielle obtenue par notre simulation est sensiblement plus élevée dans l'ouest que celles issues des dérives de navire et de la simulation du GFDL, mais elle est conforme à la variabilité calculée par *Richardson et Reverdin* [1987] à partir de bouées dérivantes. Un test statistique [*Frankignoul et al.*, 1989] prenant en compte les incertitudes sur les observations et sur le champ de contrainte atmosphérique permet d'évaluer globalement l'ajustement du modèle aux observations. Il montre qu'une partie de l'écart observations-modèle s'explique par l'incertitude sur les observations océaniques, le champ de vent et le coefficient de frottement, mais que les incertitudes prises en compte ne suffisent pas à expliquer toutes les différences dont l'origine doit donc être recherchée ailleurs; c'est à dire au sein du modèle lui-même, mais également dans une prise en compte plus exhaustive des incertitudes. Le test statistique montre que le signal saisonnier est mieux restitué que le signal moyen annuel, et que la simulation du LODYC est beaucoup plus proche des observations que celle réalisée avec le modèle du GFDL.

## INTRODUCTION

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'expériences préparatoires à la mise en place d'une observation systématique permanente de l'évolution de l'océan (océanographie opérationnelle). Il s'agit de mener une expérience pilote sur un océan tropical en utilisant à la fois les données d'observations et les données de la modélisation [*Merle et Morlière*, 1988]. C'est un des objectifs du programme TOGA. Il sera conduit sur l'océan Atlantique tropical qui est bien documenté, en particulier, à la suite des expériences FOCAL et SEQUAL. En associant les deux sources d'information que sont l'observation et la simulation numérique, on peut espérer obtenir une description spatio-temporelle de l'océan meilleure que celle actuellement disponible. Pour cela, il s'agit de contraindre la simulation numérique par les observations de façon à mettre sur pied un nouvel outil de surveillance de l'évolution et de la variabilité basse fréquence de l'océan. Au préalable, il est nécessaire de s'assurer de la qualité des résultats des modèles numériques; il faudra ensuite tester l'impact de l'assimilation sur les simulations. Restera enfin à valider les résultats des modèles ayant assimilé des données; ce qui n'est pas simple si ce n'est sous forme de prévisions. Tout ceci fait de la question de l'assimilation des données dans les modèles océaniques un défi scientifique très excitant. Le travail présenté ici relève de la validation des résultats du modèle mis au point au LODYC par l'équipe de P. Delecluse.

La qualification des résultats d'un modèle océanique de circulation générale se fait par évaluation des processus simulés en regard de la connaissance que l'on en a et par comparaison systématique avec des observations. *Philander et Pacanowski* [1986] ont ainsi montré que le modèle du GFDL restituait les variations saisonnières de l'océan Atlantique tropical. *Richardson et Philander* [1987] ont procédé à une comparaison des courants de surface simulés par ce même modèle avec

le jeu de données issues des dérives de navires. Ils ont montré la capacité du modèle utilisé à représenter la structure spatiale et la variabilité saisonnière de la circulation superficielle. Toutefois l'amplitude des courants simulés était trop grande particulièrement dans la partie ouest du bassin, ce que ces auteurs attribuent à une mauvaise paramétrisation des processus de mélange et au champ de tension de vent utilisé (dépendant des données de vent et du choix du coefficient de frottement). *Reverdin et al.* [1990], ont procédé à une comparaison entre une simulation réalisée avec le modèle du LODYC et les données de l'expérience SEQUAL/FOCAL de 1982-1984. Les principales structures associées au cycle saisonnier sont restituées par ce modèle, en particulier, l'approfondissement important de la thermocline qui caractérise l'évènement chaud de 1984 en Atlantique. En dépit d'un domaine large de convergence, il existe quelques différences systématiques entre les observations et la simulation: une variabilité plus systématique par rapport à l'équateur, un sous-courant équatorial faible dans la partie est de l'Atlantique, une thermocline moins accentuée dans sa partie supérieure.

Récemment, *Frankignoul et al.* [1989] ont développé une méthode permettant de tester objectivement l'ajustement des simulations aux observations en prenant en compte les incertitudes sur les observations océaniques et sur les contraintes atmosphériques agissant sur le modèle. La capacité de plusieurs types de modèles à reproduire les variations saisonnières des courants de surface et des hauteurs dynamiques a été testée en Atlantique équatorial [*Duchêne et Frankignoul*, 1990 a, b]. A l'issue de ces tests, il apparaît que les modèles étudiés représentent mieux les variations saisonnières que la moyenne annuelle et la hauteur dynamique mieux que les courants de surface (ce qui confirme les résultats obtenus par *Harrison et al.*, [1989]); de même, les courants de surface produits par un modèle de circulation générale sont plus réalistes que ceux fournis par des modèles plus simples, en particulier



dans la région frontière ouest. Dans tous les cas, ce test montre que ni les erreurs sur les observations, ni les incertitudes aléatoires sur le champ de vent ou sur la formulation de la tension de vent ne sont suffisantes pour expliquer les différences entre modèles et observations. Ceci n'est pas contradictoire avec les résultats antérieurs qui admettent le réalisme qualitatif des simulations de l'Atlantique tropical [Philander et Pacanowski, 1986]. Ce test, très exigeant, qui ne prend pas en compte de possibles biais systématiques dans les champs de forçage atmosphérique, est un outil très performant pour procéder à des études de sensibilité de paramètres et pour comparer des modèles entre eux. C'est dans le sens d'une intercomparaison entre deux simulations que nous l'utiliserons.

Il ne s'agit pas, dans cet article, de faire une nouvelle description de la circulation superficielle équatoriale Atlantique à partir d'un nouveau jeu de données, mais de procéder à la comparaison des courants de surface simulés par le modèle du LODYC avec les observations existantes. Les seuls jeux d'observations fournissant une vue globale à l'échelle du bassin équatorial Atlantique sont : d'une part les dérives de bateaux, d'autre part les données hydrologiques qui permettent de reconstituer la circulation géostrophique. Arnault [1987] a montré qu'il y avait un bon accord entre ces deux types d'observations à condition d'ajouter la dérive d'Ekman au courant géostrophique. Pour valider notre simulation, nous utiliserons donc les dérives des navires marchands en nous limitant aux cycles moyens annuel et mensuel calculés et décrits par Richardson et McKee [1984]. Notre démarche permettra également une intercomparaison de notre simulation avec celle que Richardson et Philander [1987] ont réalisée à l'aide du modèle du GFDL dans des conditions différentes de forçage atmosphérique.

Après avoir brièvement décrit le modèle de circulation générale du LODYC, nous présenterons d'abord les conditions de réalisation de notre simulation et de celle du GFDL ainsi que les observations de courants de surface utilisées. Ensuite, nous procéderons à une comparaison qualitative des résultats de notre simulation avec les observations et la simulation du GFDL; pour cela nous étudierons la circulation moyenne annuelle et sa variabilité, puis la distribution spatiale des courants et le cycle annuel de la circulation superficielle. Enfin, nous présenterons une analyse statistique visant à estimer objectivement l'ajustement global des simulations aux observations. Pour conclure, nous montrerons l'aspect complémentaire de ces deux analyses en dégagant les principaux résultats.

## LES CONDITIONS DE L'EXPERIENCE

### Le modèle

La simulation a été réalisée avec le modèle numérique développé au LODYC par l'équipe de P. Delecluse [Chartier, 1985; Andrich et al., 1988]. Ce modèle résout les équations primitives, c'est à dire, les équations tri-dimensionnelles de Navier-Stokes simplifiées par les approximations de Boussinesq, d'équilibre hydrostatique et du toit rigide. Les équations sont résolues sur une grille de type "C" [Arakawa, 1972] avec une formulation curviligne dans les trois directions. Les choix de la grille et de la conservation de l'énstrophie [Sadourny, 1975] sont les principales différences avec le modèle du GFDL utilisé par Philander et Pacanowski [1986] qui emploient une grille "B" et la conservation de l'énergie (pour plus de détails, se reporter à Madec et al. [1990]).

La densité est calculée à l'aide d'une équation d'état sim-

plifiée non-linéaire [Eckart, 1958]. Les instabilités statiques éventuelles sont résolues par un algorithme qui restaure la stabilité statique à chaque pas de temps. Le coefficient de mélange turbulent horizontal pour les quantités de mouvement, la température et la salinité est de  $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Les coefficients de diffusion et de viscosité turbulentes verticales sont fonction du nombre de Richardson, noté  $Ri$ , suivant la paramétrisation de Pacanowski et Philander [1981]. Ils varient depuis la valeur de la diffusion moléculaire thermique ( $1.34 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) jusqu'à un maximum de  $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  lorsque  $Ri$  est nul.

Cette version du code s'étend d'une côte à l'autre de l'Atlantique entre  $30^\circ \text{S}$  et  $50^\circ \text{N}$  qui sont des frontières fermées. La grille est variable en latitude: de  $1/3^\circ$  à l'équateur à  $1.5^\circ$  aux frontières nord et sud, et en longitude: de  $0.5^\circ$  près des côtes à  $1^\circ$  au centre du bassin. Il y a 17 niveaux verticaux entre 0 et 4500 m; la résolution verticale est accrue dans la couche supérieure avec 13 niveaux entre 0 et 325 m. La topographie du fond et les îles ne sont pas prises en compte. Aux frontières nord et sud sont imposées une condition de non-glissement et une zone d'amortissement. Le pas de temps d'intégration est de 1 heure.

Durant l'intégration, un rappel vers la climatologie de Levitus [1984] mensuelle pour la température et saisonnière pour la salinité a été ajouté. Le but de ces rappels est de minimiser l'effet des frontières fermées au nord et au sud en autorisant un flux climatologique de masse et de chaleur au voisinage des frontières. Les schémas de rappel vers la climatologie sont exprimés sous la forme d'un rappel Newtonien [Sarmiento and Bryan, 1982]. Par exemple, pour la température:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \text{div}(TV) = Q(T) + \gamma(T_{\text{lev}} - T)$$

où  $Q(T)$  représente l'ensemble des puits et sources de chaleur,  $V$  le champ de vitesse;  $T_{\text{lev}}$  est la température climatologique et  $T$  celle calculée par le modèle. Dans le modèle du LODYC,  $\gamma$  est pris égal à:

$$\gamma = K(\gamma_D + (\gamma_s - \gamma_D)e^{-z/H})$$

avec  $K = k_3 + 1 - \cos(\text{lat})$ ;  $\gamma_D = 1/720$  jours;  $\gamma_s = 1/4$  jours;  $H = 200 \text{ m}$  et  $k_3 = 0.001$ .

Le coefficient de rappel, négligeable dans la zone intertropicale, décroît avec la profondeur et augmente avec la latitude. Pour la salinité, le schéma de rappel est identique.

### La simulation

Les contraintes extérieures appliquées au modèle sont la tension du vent et les flux thermiques à l'interface air-eau. Le bilan radiatif des ondes courtes et longues est obtenu à partir de la climatologie mensuelle de Esbensen et Kushnir [1981] (noté EK dans la suite du texte). Les flux de chaleur sensible et latente sont calculés à l'aide des formules classiques où la température de l'air est celle de la climatologie mensuelle de EK et la température de l'eau est celle simulée par le modèle (pour plus de détails voir Morlière et al. [1989]).

Le champ de vent est basé sur les observations des navires marchands. Pour la période 1982-1984, nous avons utilisé les analyses faites par Reverdin (communication personnelle). Après 1984, nous avons utilisé les analyses de Servain et al. [1987]. Ces analyses fournissent des champs mensuels de pseudo-stress entre  $30^\circ \text{S}$  et  $30^\circ \text{N}$  à l'est de  $60^\circ \text{W}$ . En dehors de cette zone, nous avons utilisé le vent climatologique de Hellerman et Rosenstein [1983]. A la périphérie du domaine de vent mensuel observé, une interpolation linéaire dans une bande de  $8^\circ$  de large

a permis d'assurer l'interconnexion entre les deux jeux de données de vent. Le champ de tension de vent a été construit en utilisant la formulation de *Large et Pond* [1981] pour le coefficient de frottement et en introduisant une dépendance à la stabilité de l'air pour laquelle nous avons adopté un écart thermique air-eau de 1°C et une humidité relative de 80% (suivant un schéma proposé par V. Cardone, communication personnelle).

Initialement, l'océan est pris au repos, sa température et sa salinité sont celles de la climatologie de Levitus (mensuelle pour la température et saisonnière pour la salinité). Le modèle a d'abord été forcé pendant une année avec un vent moyen annuel (calculé sur la période 1982-1984), puis pendant deux années avec un vent mensuel moyen. La simulation a alors été poursuivie avec le vent mensuel de janvier 1982 à décembre 1988. Les champs simulés présentent une dérive temporelle pendant toute la durée de la simulation montrant ainsi que le modèle n'a pas atteint une situation d'équilibre. Mais, sur les 300 premiers mètres, l'effet de cette dérive reste faible en comparaison de la variabilité saisonnière et interannuelle (Figure 1). En surface, on impose à la salinité d'être égale à la climatologie saisonnière de Levitus. Ceci a pour but de pallier la méconnaissance du bilan évaporation-précipitation et permet d'éviter des variations irréalistes de salinité comme celles obtenues dans les couches supérieures lors de la simulation réalisée avec le modèle du GFDL [Wacongne, 1989].

Les champs de température, salinité et de courant ont été conservés tous les cinq jours entre janvier 1982 et décembre 1988. Une climatologie mensuelle a été établie pour certains des paramètres de la simulation [Morlière, 1989].

#### Les données de courant, la simulation du GFDL

Les données de dérives de bateaux ont été rassemblées par l'US Naval Oceanographic Office; elles représentent environ

450 000 observations entre 20°S-20°N et 10°E-70°W, principalement sur la période 1920-1940. Il s'agit d'une estimation du courant de surface par calcul de la différence entre la position exacte et la position estimée du navire observateur; on considère que cet écart de position est tributaire du seul courant de surface. Les intervalles de temps séparant deux positionnements précis du navire sont tels que la dérive estimée ne représente qu'une valeur moyenne sur quelques centaines de kilomètres. On ne peut donc espérer résoudre des structures de circulation superficielle inférieures à quelques centaines de kilomètres. Il est difficile d'évaluer de façon précise les sources d'erreur qui sont nombreuses (précision du positionnement, fardage dû au vent, tirant d'eau du navire). Les observations ne sont pas réparties de façon homogène dans l'espace et dans le temps; elles sont concentrées le long des principales lignes de navigation commerciale. Une analyse plus complète de ces données et de leur erreurs peut être trouvée dans *Richardson et McKee* [1984] et dans *Arnault* [1987]. Nous utilisons le jeu de données mensuelles de dérive de surface calculé par ces auteurs dans des rectangles de 2° de latitude sur 5° de longitude.

Les résultats présentés par *Richardson et Philander* [1987] (notés *RP* par la suite) sont issus d'une simulation réalisée par *Philander et Pacanowski* [1986] avec le modèle de circulation générale du GFDL forcé par le vent climatologique mensuel de *Hellerman et Rosenstein* [1983].

## RESULTATS

### Vitesse annuelle et variabilité

La distribution spatiale du module de la vitesse moyenne annuelle représentée par les deux modèles est conforme à celle obtenue à partir des dérives de bateaux (Figure 2). On retrouve dans les trois jeux de données: une région équatoriale où les courants sont en moyenne annuelle supérieurs à 20 cm/s, une région côtière ouest devant la côte nord du Brésil où les courants sont très violents (supérieurs à 50 cm/s en moyenne annuelle) et enfin une bande zonale associée au courant de Guinée avec une région d'intensification au niveau du cap des Palmes. Les vitesses obtenues par la simulation *RP* sont nettement surestimées dans la partie ouest et dans la bande équatoriale. Cette surestimation est beaucoup moins sensible dans la simulation réalisée avec le modèle du LODYC, en particulier dans l'ouest où les courants simulés sont, en moyenne annuelle, très proches de ceux observés. Il y a un très bon accord avec les données obtenues par *Richardson et Reverdin* [1987] à l'aide de bouées dérivantes pendant la période FOCAL-SEQUAL dans la région du Courant Nord du Brésil (CNB) (Tableau 1). La comparaison avec les bouées fait même apparaître une tendance à la sous-estimation des courants de surface par le modèle dans les régions considérées sauf peut être pour la branche sud du Courant Equatorial Sud.

La variabilité des courants de surface de notre simulation est conforme à celle obtenue à l'aide de bouées dérivantes (Tableau 1). En particulier, dans l'ouest, le long de la côte nord du Brésil où des valeurs extrêmement élevées s'expliquent par des courants très forts et des structures tourbillonnaires [*Bruce et Kerling*, 1984]. De telles structures sont certainement mal échantillonnées par les dérives de navires marchands qui résultent de moyennes sur quelques centaines de kilomètres; il en résulte une sous-estimation de la variabilité réelle par ce type

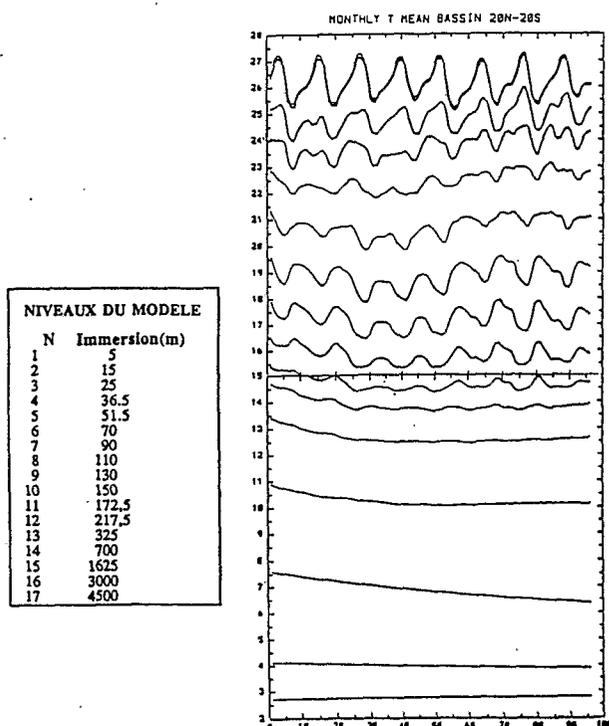


Fig. 1 Evolution temporelle de la température mensuelle moyennée sur le domaine 20°N-20°S aux différents niveaux du modèle de 1982 à 1989.

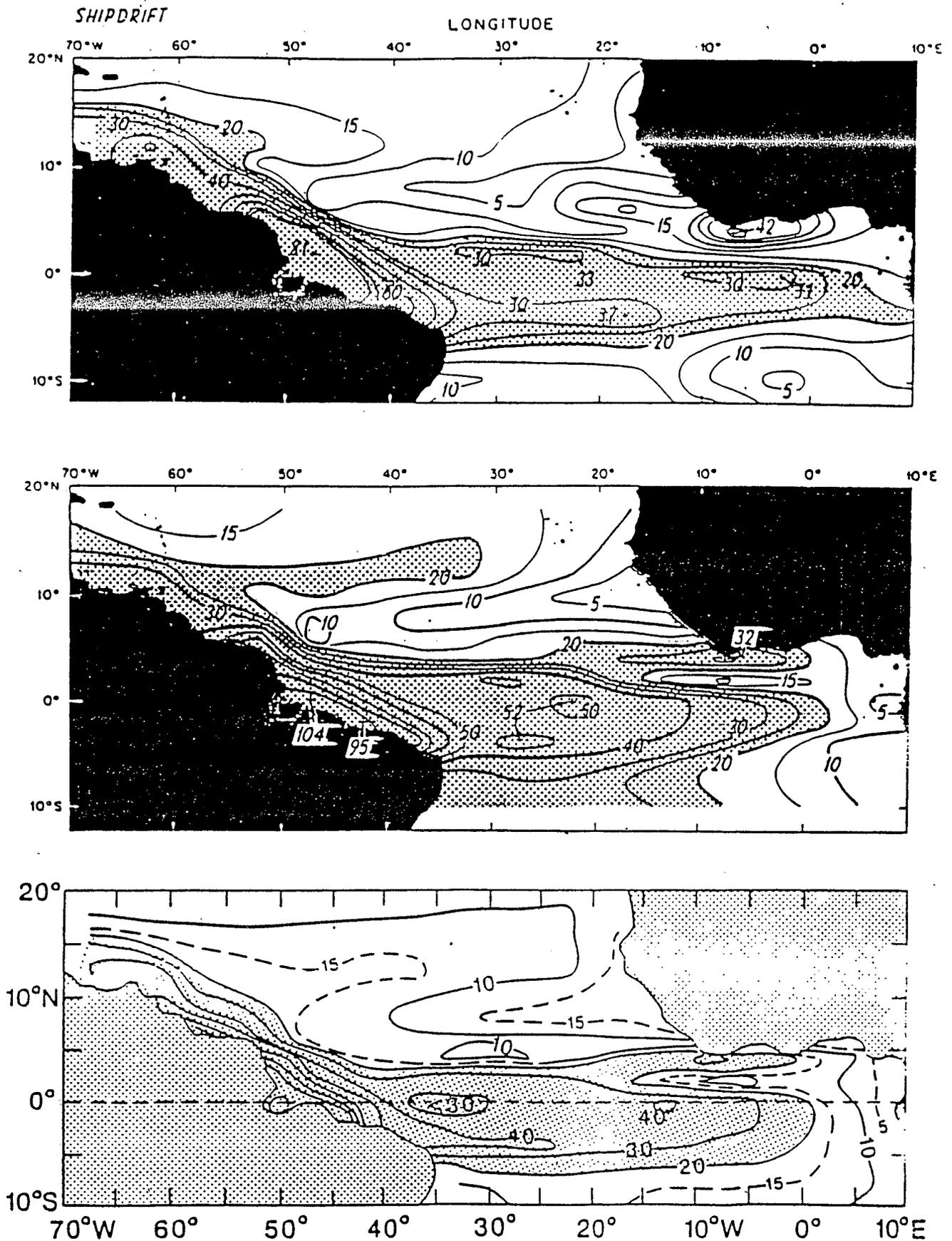


Fig. 2 Module de la vitesse moyenne annuelle de surface dans des rectangles de 2°X5°, pour : (a) les dérives de bateaux; (b) la simulation du GFDL [Richardson et Philander, 1987]; (c) la simulation du LODYC.

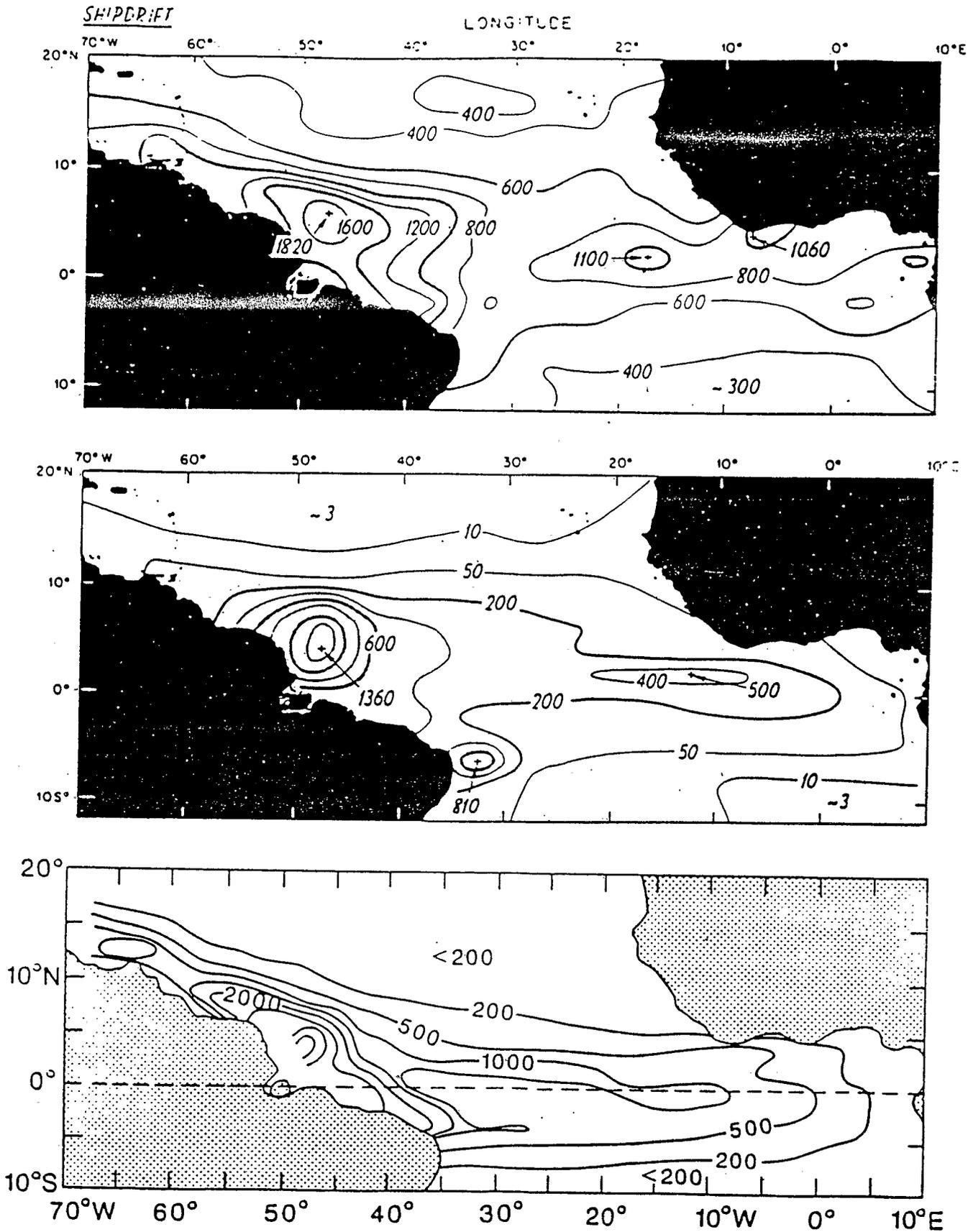


Fig. 3 Energie cinétique moyenne annuelle pour les même jeux de données que ceux de la Figure 2.

Courants*	Limites	U cm/s		V cm/s		Eke $\text{cm}^2/\text{s}^2$	
		B	M	B	M	B	M
CEN	10-18N, 40-60W	-21.8	-11.6	2.9	7.5	152	149
WCEN(1)	5-8N, 40-50W	41.0	28.2	-4.6	7.2	2397	2259
WCEN(2)	5-8N, 40-50W	-23.2	-17.7	-3.8	6.7	124	724
ECCEN(1)	5-8N, 25-30W	21.5	20.9	3.1	3.3	418	300
ECCEN(2)	5-8N, 25-30W	-3.2	-4.3	-1.5	3.3	226	90
CNB	4S-3N, 35-48W	-56.3	-48.9	12.6	14.6	815	2475
CG	3-6N, 5E-5W	33.0	14.9	1.0	0.2	624	217
CES	-2-8S, 10-30W	-27.3	-29.2	-1.8	-7.0	220	635

Tableau 1 Vitesse moyenne et énergie cinétique turbulente pour les bouées dérivantes (B) et pour la couche 0-10 m du modèle du LODYC (M) (moyenne des années 1983 et 1984).

\* WCEN et ECCEN sont les parties ouest et est du CCEN

(1) mois 7 à 11,

(2) mois 1 à 5

d'observations. La simulation de *RP*, réalisée avec un vent climatologique élimine une part importante de la variabilité naturelle (variabilité interannuelle) d'où des valeurs de l'énergie cinétique turbulente sensiblement plus faibles que celles que nous avons obtenues en forçant notre modèle avec un vent mensuel observé pendant sept années (Figure 3). On notera cependant une sous-estimation de la variabilité, par notre simulation, dans le golfe de Guinée.

#### Distribution spatiale des principaux courants

La distribution méridienne de la circulation superficielle moyenne annuelle dans la zone centrale de l'Atlantique équatorial est représentée sur la figure 4 pour les dérives de navires, les résultats du modèle du GFDL et les résultats du modèle du LODYC.

Dans la bande 25-30°W, entre 15°N et 10°S, les trois principaux courants de la circulation équatoriale sont clairement identifiés dans les trois jeux de données. Au nord de 10°N s'étend le Courant Equatorial Nord (CEN) avec une vitesse moyenne annuelle d'environ 10 cm/s vers l'ouest aussi bien dans les observations que dans les simulations. Le Contre-Courant Equatorial Nord (CCEN) coule vers l'est entre 4 et 10°N avec un maximum en moyenne annuelle situé vers 4-6°N. On notera que la structure spatiale du flux maximum du CCEN simulée est plus ramassée dans le plan méridien que celle observée; ceci est sans doute lié au lissage spatial des observations de dérives. Enfin, au sud de 4°N, le Courant Equatorial Sud (CES) présente deux extrema relatifs de vitesse vers l'ouest à 2°N et 4°S.

Il y a un accord remarquable sur la position en latitude des courants simulés et observés en moyenne annuelle. La double structure du CES est clairement identifiée dans les deux simulations. Toutefois, les modèles simulent des mouvements zonaux accentués par rapport aux observations. La vitesse zonale annuelle maximale du CCEN observée est de 8 cm/s alors que les valeurs simulées sont respectivement de 20 cm/s et 16 cm/s pour les modèles du GFDL et du LODYC. De même, les extrema relatifs de vitesse annuelle du CES simulé sont sensiblement plus importants que ceux obtenus à partir des dérives de bateaux. Cette amplification des mouvements zonaux est plus accentuée dans la simulation du GFDL. Vers 28°W, au maximum de courant de la branche nord du CES (1-

1°N), l'écart dérive-modèle est de l'ordre de 30% (soit 10cm/s) pour le modèle du LODYC et de 60% (soit 20cm/s) pour l'expérience de *RP*. Au sud de 5°S, la simulation du LODYC est en accord avec les dérives de navires alors que celle de *RP* s'en écarte de façon sensible.

Au nord de 5°N, le CEN simulé par les deux modèles présente une composante méridienne dirigée vers le nord alors que les dérives de bateaux ont une faible composante méridienne vers le sud. Dans cette région de vent fort alizé nord-est, la dérive des navires surestime certainement le courant de surface en ne tenant pas compte de l'effet du vent sur le navire. Vers 2°N, les deux modèles font apparaître une exagération de la composante nord du courant, de façon très nette pour la simulation du GFDL. Nous n'avons pas d'explication pour cette accentuation de la composante méridienne simulée dans cette région. Cela confirme les résultats contenus dans le Tableau 1 qui montrent une accentuation des composantes méridiennes dans le modèle du LODYC par rapport aux observations des bouées dérivantes.

#### Le cycle annuel

Les courants simulés sont en moyenne plus intenses que les courants observés, et ceci est plus marqué dans la simula-

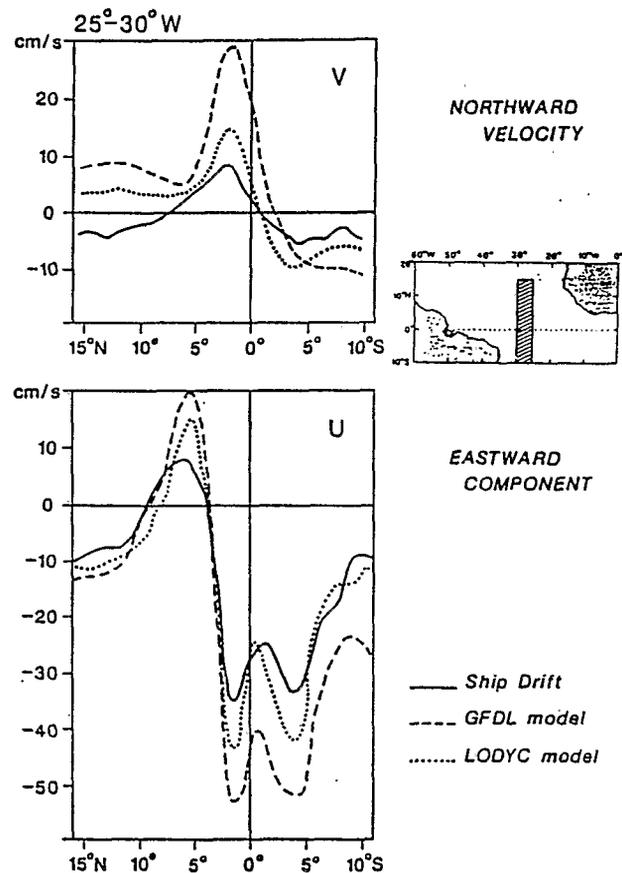


Fig. 4 Profils nord-sud dans la région 25-30°W des composantes vers l'est et vers le nord du courant de surface pour les dérives de bateaux (trait continu), la simulation du GFDL [Richardson et Philander, 1987] (tirets) et la simulation du LODYC (pointillé). Nous avons redessiné la Figure 9 de Richardson et Philander pour représenter à la même échelle les dérives de bateaux et les courants simulés par le modèle du GFDL.

tion de *RP* que dans la simulation du LODYC (Figure 5). Si le CCEN semble un peu trop au sud dans la simulation du LODYC, la transition entre ce courant et le CES semble plus réaliste, avec des composantes méridiennes plus faibles que dans la simulation de *RP*. De plus, la divergence à l'équateur est moins marquée dans cette nouvelle simulation, ce qui est en meilleur accord avec les observations de dérive.

Pour étudier les variations mensuelles des courants superficiels équatoriaux du modèle du LODYC, nous avons repris les schémas de *Richardson et McKee* [1984] qui donnent une excellente représentation des variations saisonnières de la circulation à partir des dérives de bateaux. Il s'agit de profils nord-sud de la composante zonale du courant de surface. Ces profils sont représentés chaque mois dans trois régions de l'Atlantique central et ouest où les données de dérive sont en nombre suffisant.

Dans la région ouest, entre 35 et 45°W (Figure 6), l'intensité du CEN observée à partir de dérives de bateaux est assez proche de celle obtenue par la simulation. Le CCEN simulé est bien localisé entre 3 et 10°N de juillet à décembre; de juillet à octobre, son intensité est nettement supérieure à celle observée. Le CCEN observé en début d'année vers 6°N est inexistant dans la simulation du LODYC. Plus au sud, le CES simulé est d'une façon générale moins intense et son extension méridienne beaucoup moins importante que dans les observations. Une grande partie de l'année, le CES simulé présente une structure en deux langues nord et sud bien marquées, que l'on ne retrouve pas dans les observations de dérive mais qui apparaît dans d'autres jeux d'observations (bouées dérivantes et mesures à l'aide d'un profileur de courant lors des campagnes FOCAL). Cette structure est due au Sous-Courant Equatorial dont le flux sous-jacent vers l'est signe sa présence par un affaiblissement du flux ouest de surface.

En Atlantique central, entre 25 et 30°W, au nord de 10°N, les flux zonaux du CEN et du CCEN simulés sont en très bon accord avec ceux observés (Figure 7). L'effet du vent dans la surestimation de la dérive zonale est ici certainement moins sensible dans la mesure où le vent a une composante méridienne plus prononcée que dans la région plus à l'ouest étudiée précédemment. Le flux vers l'est du CCEN s'établit un mois plus tôt (mai au lieu de juin), mais ne se développe pleinement qu'en juin en accord avec les observations. D'août à novembre, la zone de vitesse maximale vers l'est du CCEN est décalée de 1 à 2° vers le sud dans la simulation. Plus au sud, la structure double du CES est bien apparente, dans la simulation, tout au long de l'année (sauf en avril); elle l'est de façon moins nette dans les observations qui sont le résultat d'un lissage spatial important. Le CES est fortement surestimé dans la simulation de mai à octobre. Les Contre-Courant Equatorial Sud (CCES), ne sont jamais observés en surface dans la simulation, ni d'ailleurs dans les données de dérive sauf au mois de novembre entre 25 et 30°W près de 15°S (Figure 7b). Cette observation est à placer en regard des études antérieures du système des CCES qui admettent la permanence de ces flux vers l'est en sub-surface vers 5°S et 10-12°S, mais ne concluent pas à leur permanence en surface dans l'Atlantique sud [*Mazeika*, 1968; *Lemasson et Rebert*, 1973; *Hisard et al.*, 1976; *Molinari*, 1982].

Dans la région centrale de l'Atlantique, entre 10 et 20°W, le flux vers l'est du CCEN et du courant de Guinée qui le prolonge vers le golfe de Guinée est présent tout au long de l'année dans la simulation comme dans les observations (Figure 8). Pendant la première partie de l'année, la localisation du maximum de flux simulé vers l'est, entre 3 et 4°N, est bien en accord avec la

dérive des bateaux. Mais, pendant la deuxième partie de l'année, on retrouve le décalage de 1 à 2° vers le sud du CCEN simulé comme cela a été noté dans la bande 25-30°W. Le maximum du flux vers l'est est, dans cette région, aussi un peu plus fort que dans les observations. De la même façon que plus à l'ouest, l'intensité du CES est plus grande dans la simulation; par contre, la double structure du CES est moins bien marquée.

Plus à l'est, entre 0 et 10°W, le cycle saisonnier semi-annuel de la circulation superficielle vers l'ouest est parfaitement restitué par la simulation (Figure 9). L'intensité du CES simulé est en accord avec les observations; toutefois, les deux maxima de courant simulés vers l'ouest sont centrés vers 1°S alors que les observations placent le renforcement de courant de l'été boréal, au nord de l'équateur. Le renforcement du flux vers l'est du courant de Guinée, en été, est plus intense dans les observations que dans les simulations. On notera que, seule, la simulation de *RP* avec le vent climatologique donne une renverse de courant à l'équateur en septembre-octobre. De telles renverses de courant à l'équateur ont été observées au début de 1984, vers 40°W, 30°W et 5°W. Elles sont associées à des vents ayant une composante vers l'est très marquée [*Richardson et Reverdin*, 1987]; elles sont peu fréquentes à l'équateur vers 0-10°W et il est étonnant que cette renverse de courant apparaisse dans une simulation climatologique.

#### L'évaluation statistique

Jusqu'à maintenant, notre discussion a porté sur l'intercomparaison qualitative entre les observations et les modèles du LODYC et du GFDL. A présent, nous voulons prendre en compte les incertitudes qui affectent le forçage atmosphérique et les observations océaniques afin de quantifier objectivement l'accord entre modèles et observations. Comme ces incertitudes sont corréliées sur de grandes échelles spatiales et temporelles, l'intercomparaison est réalisée en tenant compte du caractère multidimensionnel des champs. Pour cela, nous appliquons la méthode statistique multivariée développée par *Frankignoul et al.* [1989] (noté *FDC* par la suite) qui est brièvement rappelée ci-dessous.

Dans les tropiques, la dynamique océanique est en première approximation déterministe; la climatologie de la simulation océanique est donc bien représentée par le vecteur multidimensionnel  $m$  décrivant le comportement spatio-temporel des variables du modèle. Cependant, la réponse du modèle est affectée par les incertitudes du forçage atmosphérique et la prédiction du modèle est, en fait, la somme de la réponse du modèle au vrai forçage, notée  $\langle m \rangle$ , et de celle due aux erreurs du forçage. Ces incertitudes sont estimées à partir de l'ensemble de la simulation en considérant que la variabilité interannuelle du signal induite par la variabilité interannuelle du vent est représentative de l'ensemble des erreurs aléatoires dues aux incertitudes sur le forçage. On tient également compte de l'erreur introduite par notre méconnaissance du coefficient de frottement pour le calcul de la tension de vent; on suppose que la formule aérodynamique globale utilisée est représentée par une variable gaussienne d'écart-type 20% (cf *FDC*). L'estimation de l'erreur sur le coefficient de frottement est cependant partielle dans la mesure où notre raisonnement n'est rigoureux que pour un modèle linéaire.

Nous considérons uniquement le domaine pour lequel le modèle est supposé réaliste et les observations, représentées par le vecteur multidimensionnel  $d$ , suffisamment dignes de confiance. Une analyse d'erreur des observations océaniques

du GFDL, pour lequel nous ne disposons que de la réponse à un forçage climatologique (un run de plusieurs années est en cours actuellement au GFDL afin de tester plus rigoureusement ce modèle). Nous comparerons donc les deux modèles sans tenir compte des incertitudes sur le forçage.

L'analyse en composantes principales communes appliquée à la simulation du LODYC montre que les quatre premières fonctions empiriques orthogonales communes (CEOF) suffisent à représenter environ 90% de la variance de la simulation et 78% de la variance des observations (plus bruitées) (Tableau 2), mais elles ne rendent pas bien compte des moyennes annuelles. Pour tenir compte des moyennes annuelles observées et simulées, la base est alors complétée

par la projection normalisée de la moyenne annuelle observée sur l'espace orthogonal aux quatre CEOFs et par la projection normalisée de la moyenne annuelle du modèle sur l'espace orthogonal aux cinq structures précédentes. Les six vecteurs de la base de comparaison, ainsi que l'évolution temporelle des observations et de la simulation dans cet espace réduit, avec leurs intervalles de confiance à 95% estimés à partir des éléments diagonaux des matrices de covariance d'erreur D et M sont représentés figure 10. La première structure spatiale, qui varie de façon annuelle, est caractéristique de la renverse du CCEN dont le flot vers l'est est maximal en août. La seconde structure représente l'oscillation semi-annuelle du CES dans le golfe de Guinée. Il est plus difficile d'associer

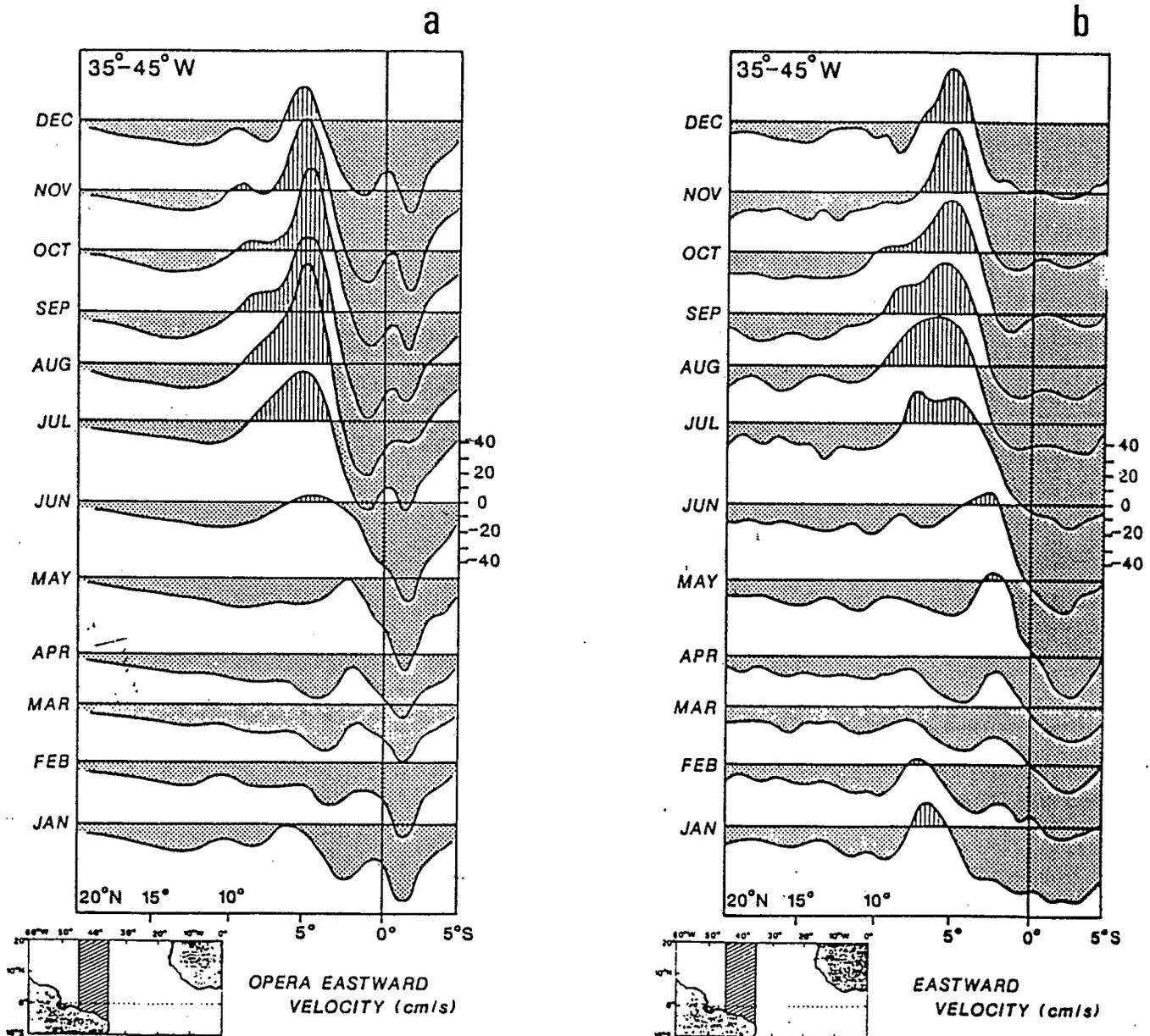


Fig. 6 Profils nord-sud mensuels de la composante zonale du courant de surface dans l'Atlantique ouest entre 35 et 45°W pour (a) pour la simulation de LODYC et (b) les dérives de navires [Richardson et McKee, 1984]

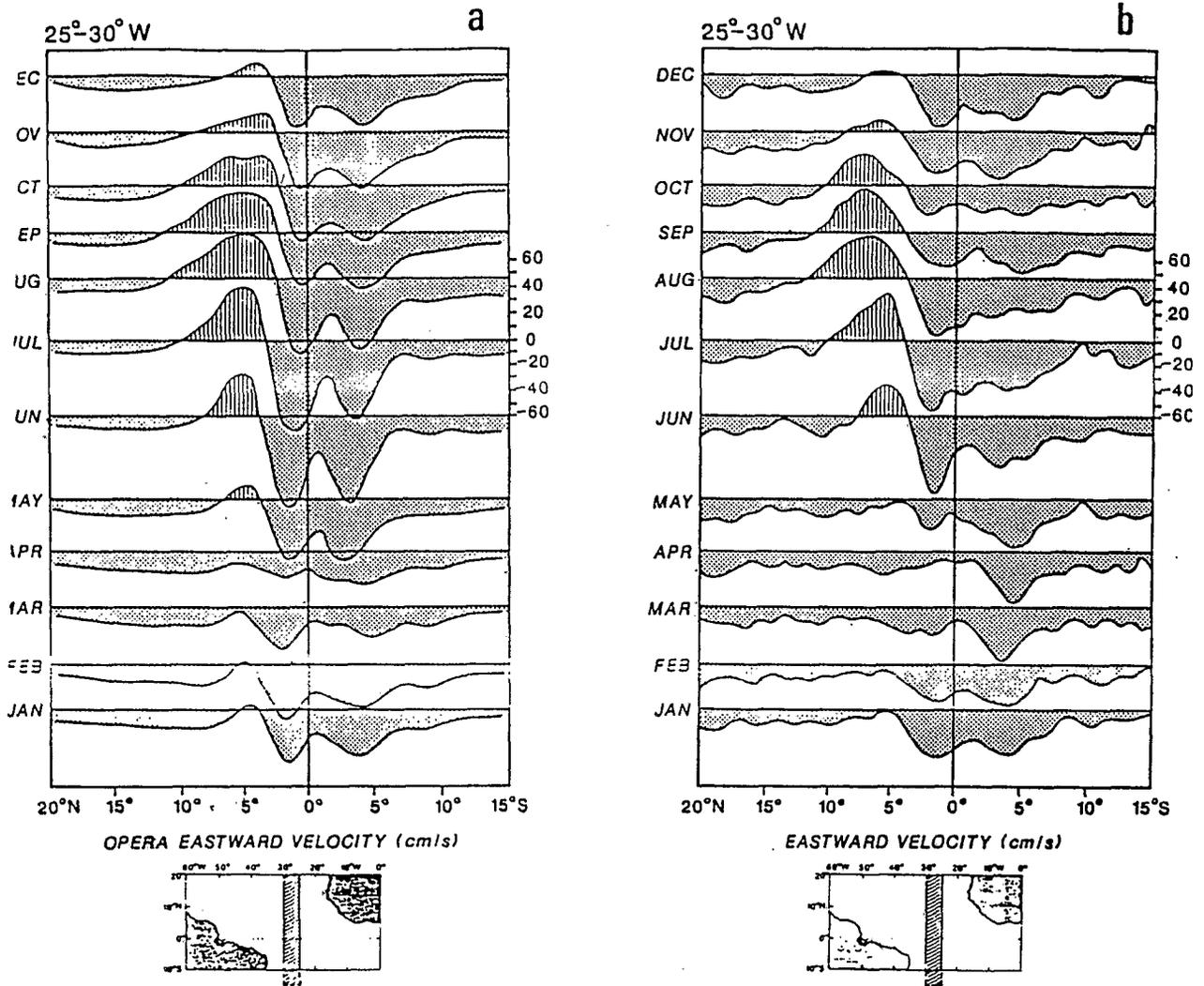


Fig. 7 Profils nord-sud mensuels de la composante zonale du courant de surface dans l'Atlantique central entre 25 et 30°W pour : (a) pour la simulation du LODYC et (b) les dérivées de navires [Richardson et McKee, 1984].

l'évolution des troisième et quatrième structures à un phénomène précis. Elles sont du reste beaucoup plus bruitées, mais elles correspondent à des événements spatio-temporels significatifs qui expliquent un pourcentage de variance non négligeables (Tableau 2). La structure n°5 est caractéristique de l'état moyen des courants superficiels observés (qui ne se projette pas sur les CEOFs), tandis que la dernière structure est associée principalement aux écarts du modèle; elle met particulièrement en relief la surestimation de la composante méridienne des courants de surface par le modèle (Tableau 1).

Les résultats des tests en  $T^2$  sont réunis dans la figure 11 avec une estimation des barres d'erreur associées (niveau de confiance à 95%). Que ce soit dans l'espace des 4 CEOF's pour la variabilité saisonnière ou dans l'espace des 6 vecteurs définis (Figure 10) pour le signal total, les valeurs obtenues sont largement supérieures aux valeurs critiques, respectivement 26 et 36 pour un niveau de signification à 5%. Globalement, l'écart entre champs observés et champs simulés n'est donc pas totalement expliqué par les incertitudes prises en compte sur les données atmosphériques et océaniques. Cependant, ces tests fournissent des informations complémentaires essentielles. D'une part, la variabilité sai-

sonnière observée est bien mieux simulée que la moyenne annuelle, quel que soit le modèle ( $T^2 < 1000$  dans le premier cas et  $> 3000$  dans le second), et ceci est en accord avec les résultats obtenus précédemment [FDC, RP]. D'autre part, le modèle du LODYC semble beaucoup plus proche des observations que le modèle du GFDL, et de manière très significative lorsqu'on tient compte de la moyenne annuelle. Cependant, le modèle du GFDL a été forcé par la tension de vent mensuelle climatologique de HR qui est certainement surestimée de 20% à 30% [Morlière et al., 1989; Harrison, 1989]. RP ont corrigé de façon grossière cette surestimation en multipliant les courants de surface par .75. Ceci peut être interprété en première approximation comme un moyen d'évaluer l'effet de l'incertitude du coefficient de frottement sur la simulation de RP. Les résultats du test (Figure 11) sont alors nettement meilleurs; ils deviennent sensiblement équivalents aux résultats obtenus par le modèle du LODYC pour la variabilité saisonnière, mais la moyenne annuelle simulée par le modèle du LODYC est de loin la plus réaliste.

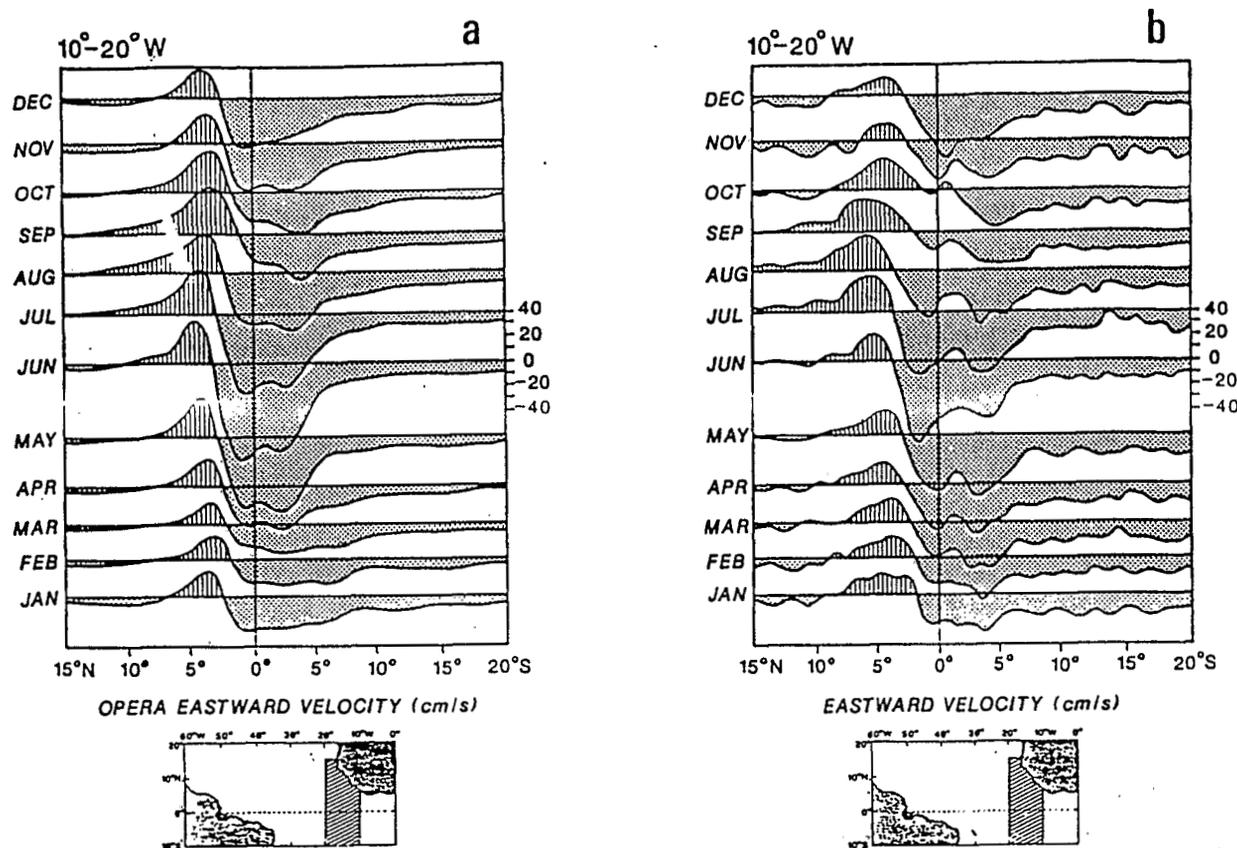


Fig. 8 Profils nord-sud mensuels de la composante zonale du courant de surface dans l'Atlantique central est entre 10 et 20°W pour : (a) pour la simulation de LODYC et (b) les dérives de navires [Richardson et McKee, 1984]

#### DISCUSSION ET CONCLUSIONS

La climatologie mensuelle d'une simulation de sept années (1982-1988) réalisée à l'aide du modèle de circulation générale du LODYC forcé par un vent mensuel issu d'observations reproduit de façon satisfaisante la structure spatiale et le cycle annuel des courants de surface de la région équatoriale Atlantique. En région équatoriale, l'intensité des courants simulés est, en moyenne annuelle, sensiblement supérieure à celle observée à partir des dérives de bateaux (5 à 10 cm/s). Par contre, dans l'extrême ouest, le long des côtes du Brésil, il y a un accord assez remarquable avec les observations. Le courant de Guinée est sous-estimé de 10 cm/s en moyenne annuelle par le modèle du LODYC.

Si la distribution de la variabilité des courants de surface calculée à partir des dérives de navires est comparable à celle que nous avons obtenue, il n'en est pas de même pour l'amplitude de cette variabilité. La méthode de calcul des courants de surface à partir des dérives de navires par intégration spatio-temporelle réduit considérablement la contribution des hautes fréquences et des structures spatiales de taille inférieure à quelques centaines de kilomètres. Il en résulte une sous-estimation de la variabilité des courants de surface calculés ainsi par rapport à la variabilité obtenue avec des bouées dérivantes ou des courantomètres [Richardson et Reverdin, 1987]. Notre simulation fournit des valeurs d'énergie cinétique turbulente plus en accord avec les résultats des bouées dérivantes. Ceci est particulièrement vrai dans l'ouest, près des côtes nord du Brésil où l'existence de courants très forts et de structures

tourbillonnaires [Bruce et Kerling, 1984] conduit à des valeurs extrêmement élevées de l'énergie cinétique turbulente. Celle-ci dépasse  $2500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  dans notre simulation dans l'ouest près de la côte. Ceci est conforme aux valeurs obtenues plus au large avec les bouées dérivantes ( $2400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  en automne) mais, est supérieur aux valeurs issues des dérives de navires ( $1600 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ) ou issues de la simulation de RP ( $1200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ). Les valeurs relativement faibles de la simulation de RP peuvent s'expliquer par l'absence de variabilité interannuelle résultant de l'utilisation d'un vent climatologique. Notre simulation, en utilisant un vent mensuel réel pendant sept années, prend en compte une part importante de la variabilité naturelle et se trouve plus en conformité avec les observations.

Le CEN est bien représenté par le modèle du LODYC, à ceci près qu'il a tendance à privilégier une faible composante vers le nord alors que la dérive des bateaux fait état d'une faible composante sud au nord de 10°N (Figure 4). Le calcul de la dérive des navires intègre l'effet de poussée du vent sur les bateaux; ceci peut expliquer cette différence de composante méridienne dans une région où l'alizé de nord-est a pour effet de renforcer la dérive apparente vers le sud [Richardson et al., 1989].

Le CCEN est bien localisé par la simulation, cependant, dans la région centrale de l'Atlantique, il est décalé vers le sud de 1 à 2°. Le cycle annuel de ce courant est correctement restitué; toutefois, le CCEN apparaît un mois plutôt dans la simulation (mai au lieu de juin) et, dans l'extrême ouest (35-45°W), il n'existe pas en début d'année. L'intensité du CCEN simulé est en accord avec les observations de dérive sauf dans l'extrême ouest (35-45°W) où il est surestimé par le modèle.

Ces résultats sont semblables à ceux obtenus par RP avec le modèle du GFDL, qui, cependant, surestime encore plus le flux vers l'est (Figure 12).

L'intensité du CES est surestimée par le modèle en été boréal en Atlantique central et ouest (10-45°W). Dans l'extrême ouest (35-45°W), son extension méridienne est nettement plus limitée vers le sud que dans les observations. La structure bi-cellulaire du CES est fortement marquée dans les simulations en Atlantique central et ouest (10-45°W). Ceci est en accord avec les observations de flotteurs dérivants [Richardson et Reverdin, 1987] mais pas avec celles des dérives de navires qui, en intégrant les courants sur plusieurs centaines de kilomètres, lissent nettement les structures horizontales.

En utilisant le vent climatologique de *Hellerman et Rosenstein* [1983], RP ont obtenu des courants sensiblement plus forts que ceux obtenus avec notre simulation forcée par le

vent réel observé. *Morlière et al.* [1989], *Harrison* [1989] ont montré que la tension de vent mensuelle climatologique de HR est surestimée de 20% à 30%. Cet écart entre les champs de forçage peut expliquer une partie des différences entre les simulations et les observations. Il est plus faible pour la simulation forcée avec des tensions de vent plus réalistes (Figure 4).

Une deuxième approche a été utilisée ici pour évaluer la qualité des champs simulés par un modèle. Après une analyse traditionnelle, d'emploi très direct, qui n'autorise qu'une appréciation qualitative des résultats mais qui permet une analyse fine sur des régions où existent des jeux de données complémentaires, nous avons employé une autre approche plus rigoureuse. Cette approche statistique permet une évaluation quantitative globale d'un champ de données simulées par rapport à un champ observé; elle permet d'apprécier globalement l'incidence d'une modification des conditions de la

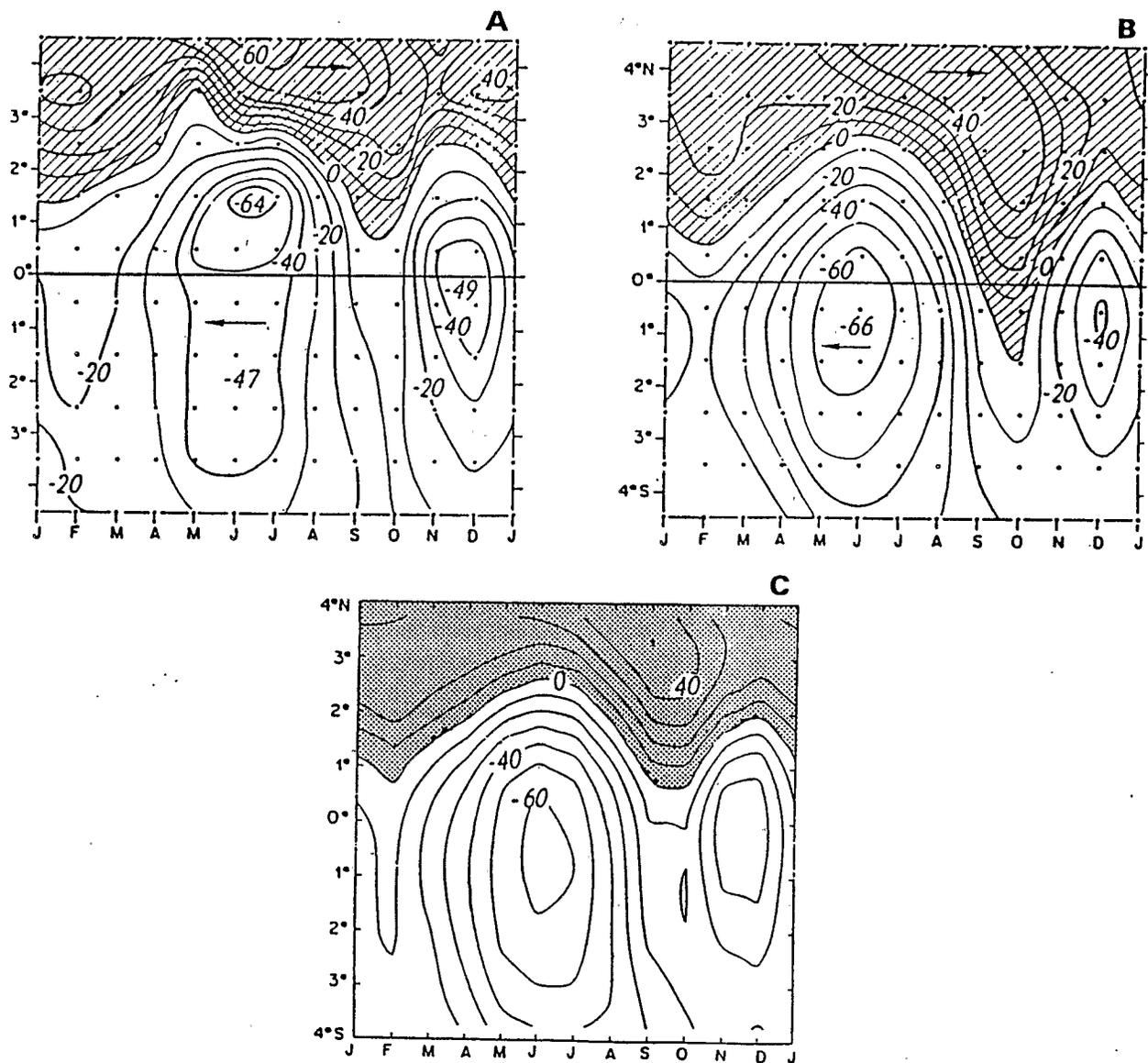


Fig. 9 Diagramme temps-latitude de la composante zonale de surface dans la zone 0-10°W et 4°N-4°S pour : (a) les dérives de bateaux; (b) la simulation du GFDL [Richardson et Philander, 1987]; (c) la simulation du LODYC.

permet d'estimer les erreurs aléatoires de mesures et d'échantillonnage, ainsi que les fluctuations de courant aux échelles spatio-temporelles dominantes. Les effets de la poussée du vent sur les superstructures des navires, bien que certainement non négligeables, ne sont pas représentés car trop mal connus.

On peut alors construire une région probable pour le signal océanique réel  $\langle d \rangle$ , que l'on veut comparer au signal  $\langle m \rangle$ . Si les erreurs sur les deux signaux sont supposées multivariées, ce qui est raisonnable, les incertitudes sur  $m$  et  $d$  peuvent être décrites par leur matrice de covariance respective  $M$  et  $D$ . Nous testons alors l'hypothèse nulle  $\langle m \rangle = \langle d \rangle$ , c'est à dire que le modèle numérique de circulation océanique tropicale est consistant avec les observations disponibles, par la statistique

$$T^2 = (m - d)' (D + M)^{-1} (m - d) \quad (1)$$

En pratique, cependant, ce test ne peut être réalisé avant une sévère réduction de la dimension du système (cf *FDC*). Initialement, ceci était effectué à l'aide de l'analyse en composantes principales, qui présente le désavantage de discriminer la simulation par rapport aux observations. Nous avons donc

adapté pour le test des courants de surface la procédure plus efficace et objective mise au point pour le test de la hauteur dynamique [Duchêne et Frankignoul, 1990]. La réduction de la dimension de l'espace de comparaison est donc réalisée à l'aide de l'analyse en composantes principales communes, généralisation de l'analyse en composantes principales à plusieurs échantillons qui permet de définir une base spatiale orthonormale caractéristique simultanément des structures importantes de la variabilité saisonnière simulée et observée.

Si  $m$ ,  $d$ ,  $D$  et  $M$  sont définis dans l'espace réduit, la statistique (1) peut être comparée à une valeur critique  $T^2_{crit}$ , définie pour un certain degré de confiance. Si (1) est plus grand que  $T^2_{crit}$ , l'hypothèse nulle est rejetée et (1) fournit une mesure de l'écart entre champs observés et champs modélisés pondéré par les incertitudes des données. En général,  $T^2$  est distribuée comme une variable  $\chi^2$ , et la construction d'un intervalle de confiance permet de comparer de manière statistique plusieurs versions d'un même modèle ou différents modèles.

Les sept années de simulation du modèle LODYC permettent d'estimer la matrice de covariance due aux erreurs aléatoires du vent. Cette estimation est impossible pour le modèle

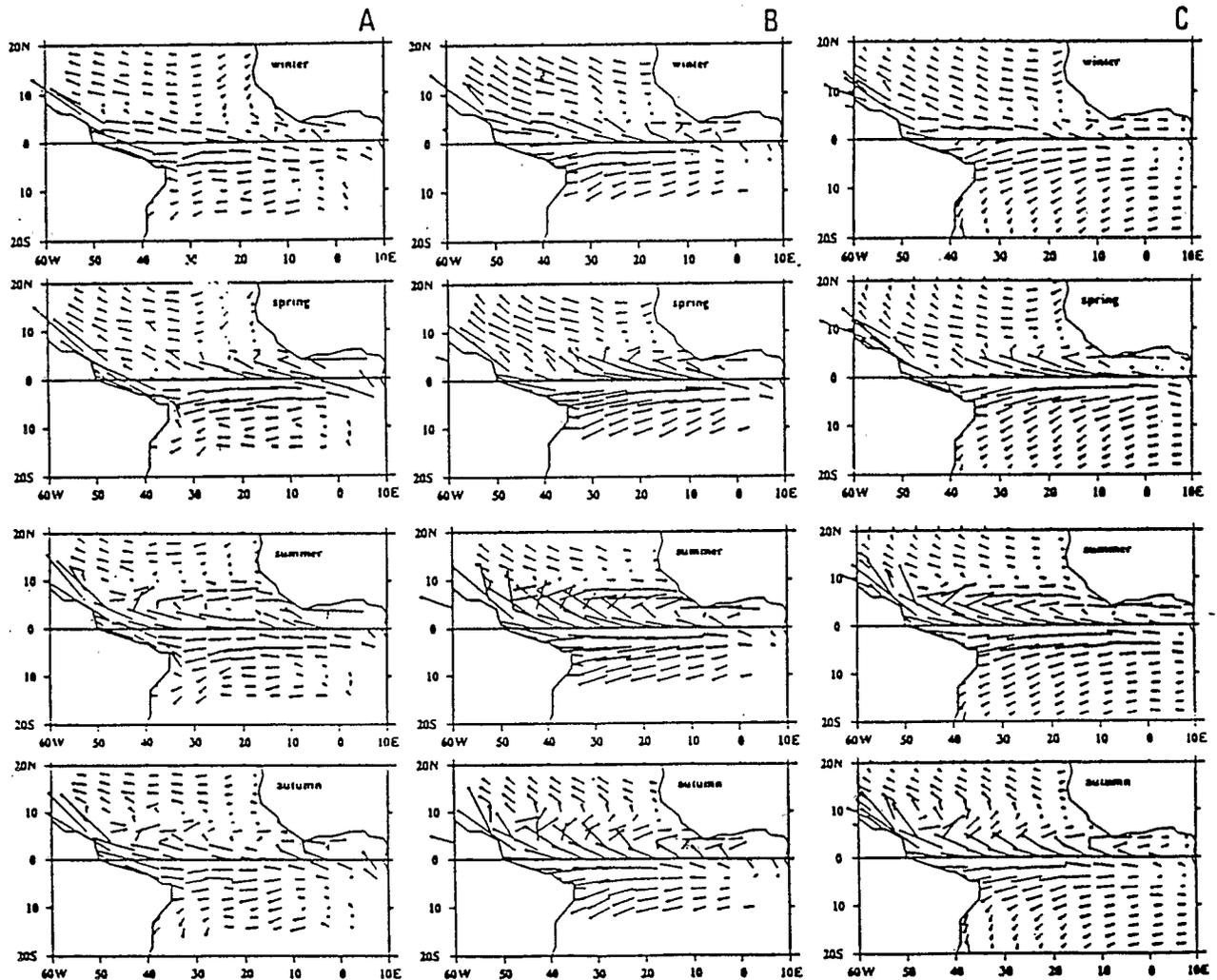


Fig. 5 Moyennes saisonnières des courants de surface aux mois de Février, Mai, Août et Novembre issues des observations (a), prédites par le modèle de circulation générale *RP* (b) et prédites par le modèle du LODYC (c).

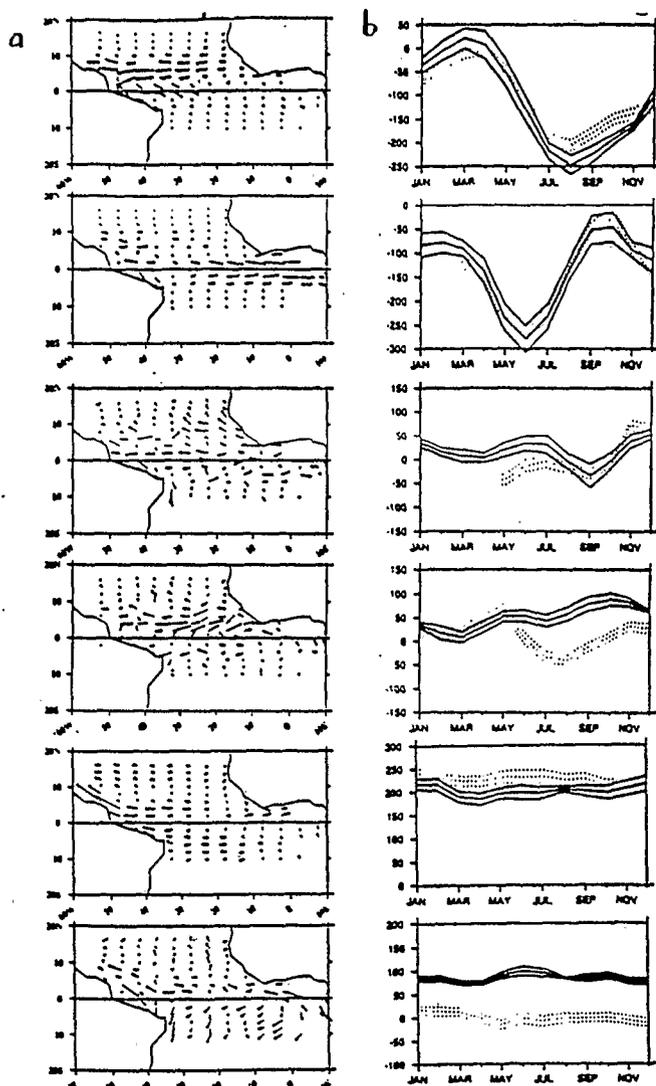


Fig. 10 (a) Vecteurs de la base de comparaison entre le GCM du LODYC et les observations. Les quatre premières structures sont les CEOF's caractéristiques des fluctuations saisonnières des observations et de la simulation. (b) Séries temporelles observées (trait pointillé) et simulées (trait continu) des courants de surface dans cet espace réduit. Les barres d'erreur sont les intervalles de confiance à 95% univariés.

simulation et apparaît comme un bon instrument de comparaison entre simulations. L'amélioration progressive des simulations va nécessiter de plus en plus le recours à des instruments d'évaluation plus sophistiqués mais aussi plus rigoureux comme celui que nous avons utilisé ici.

Le test statistique [Frankignoul et al., 1989] prenant en compte les incertitudes sur les observations et sur les champs de contrainte atmosphérique évalue globalement l'ajustement du modèle aux observations; il confirme l'importance du champ de tension de vent quant à la qualité des résultats d'une simulation. Il montre en effet qu'une partie de l'écart observations-modèle s'explique par l'incertitude sur le champ de vent et sur le coefficient de frottement. Mais, les incertitudes que nous avons pris en compte ne suffisent pas à expliquer statistiquement les différences. Il faut noter que notre estimation des incertitudes n'est pas exhaustive; elle n'intègre pas les erreurs dues à l'effet du vent sur les super structures des navires; elle ne prend pas en compte un biais systématique éventuel sur les champs de for-

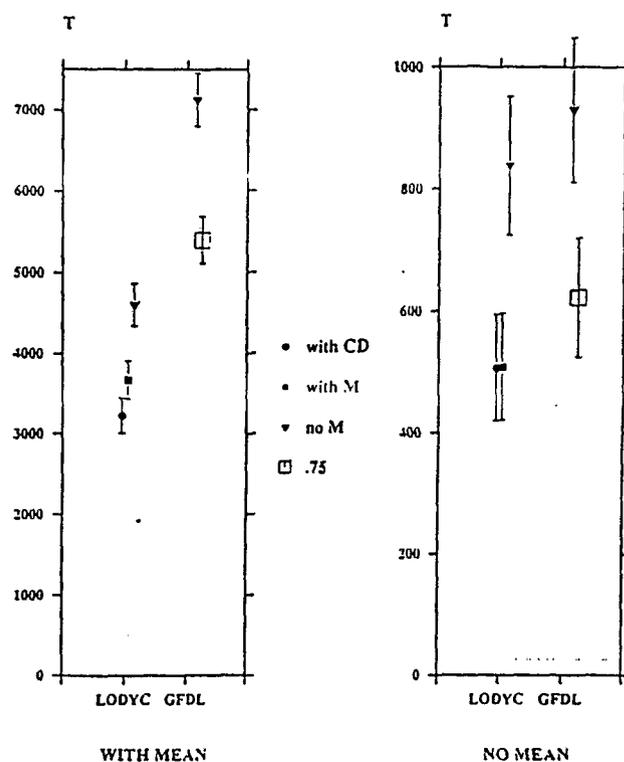


Fig. 11 Résultat des tests statistiques pour les deux modèles avec (à gauche) et sans (à droite) la moyenne annuelle pour le courant de surface. Les barres d'erreur sont une estimation des intervalles de confiance à 95% et la ligne pointillée la valeur critique estimée à 5%. Les tests sont réalisés successivement sans tenir compte des erreurs du forçage atmosphérique (triangle), en tenant compte, excepté l'incertitude sur le coefficient de frottement (carré plein) et en considérant toutes les erreurs (cercle plein). Enfin un carré vide correspond au cas où les courants de surface simulés par RP ont été multipliés par le facteur .75.

Signal	VARIANCE	CPC1	CPC2	CPC3	CPC4	E5	E6	TOTAL
$d - \bar{d}$	16668	30%	34%	8%	6%			78%
$\bar{d}$	7883	14%	22%	0%	2%	64%	0%	100%
$d$	104059	17%	24%	1%	1%	54%	0%	97%
$m - \bar{m}$	18583	51%	32%	3%	3%			92%
$\bar{m}$	7372	16%	22%	3%	3%	51%	9%	100%
$m$	107052	22%	23%	1%	3%	42%	7%	98%

Tableau 2. Pourcentage de variance expliqués par chacun des 6 vecteurs de la base de projection pour les signaux saisonniers, annuels et complets des observations et de la simulation. La norme euclidienne des vecteurs est en  $\text{cm}^2 \text{dyn}^2$ .  $\bar{d}$  ( $\bar{m}$ ) est la moyenne annuelle du signal observé  $d$  (simulé  $m$ ).

cing atmosphérique; elle n'utilise qu'une approche partielle de l'incertitude sur le coefficient de frottement.

Une part de la différence modèle-observations peut être recherchée dans une mauvaise paramétrisation des phénomènes physiques dans le modèle. Ce sont en particulier, la paramétrisation des processus de mélange et les conséquences sur le mélange vertical de l'absence de haute fréquence dans le vent. Dans le modèle, le mélange vertical est fonction de la stratification par l'intermédiaire du nombre de Richardson calculé localement. Il en résulte que dans les zones à faible stratification, le mélange

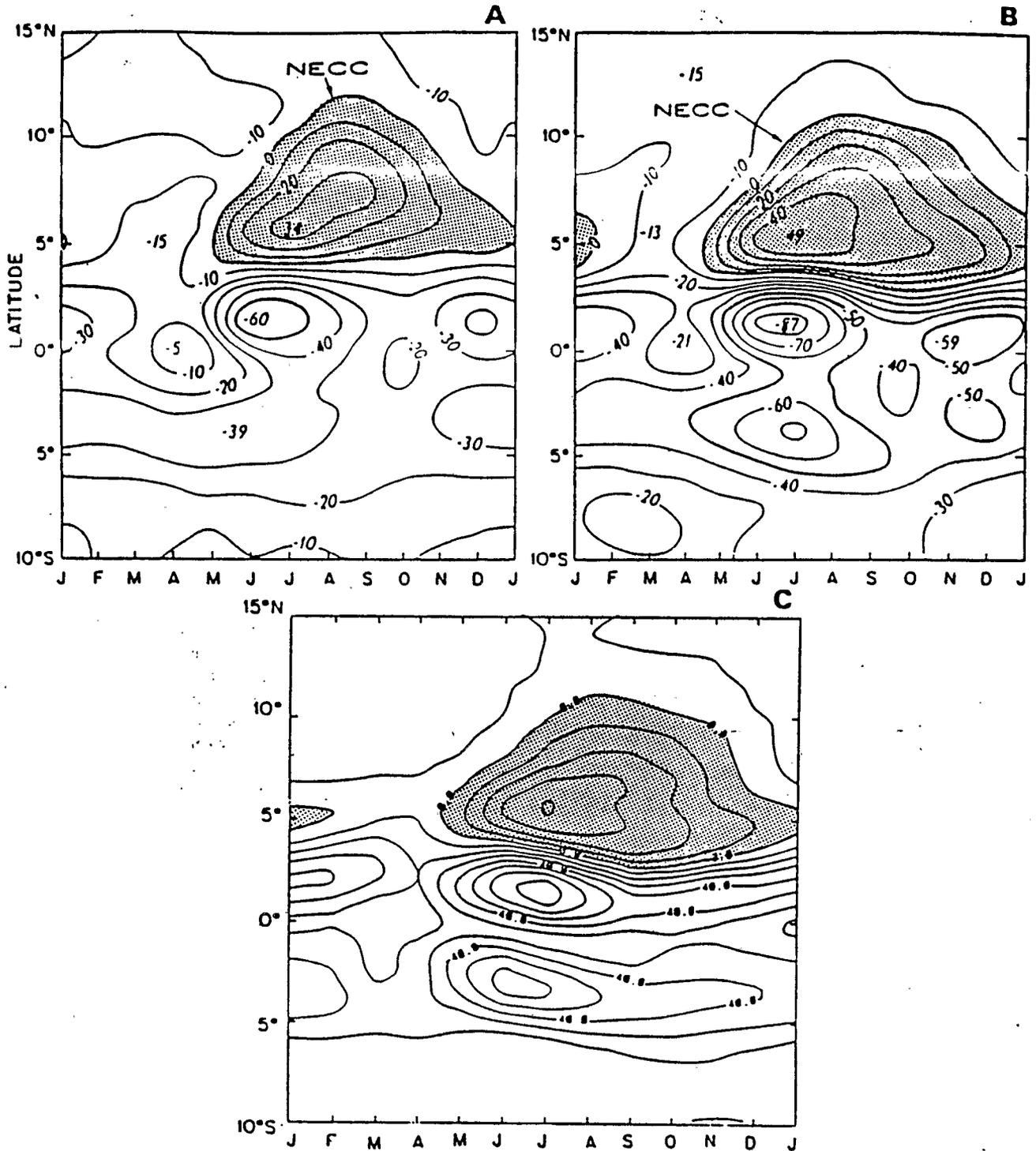


Fig. 12 Diagramme temps-latitude de la composante zonale de surface dans la zone 23-33°W et 15°N-10°S pour : (a) les dérives de bateaux; (b) la simulation du GFDL [Richardson et Philander, 1981]; c'est la simulation du LODYC.

vertical reste faible indépendamment de l'intensité du vent. Pour compenser la carence en hautes fréquences dans les vents utilisés, on a imposé un coefficient de diffusion verticale maximum de 10 cm<sup>2</sup>/s entre les deux premières couches. Ceci favorise les échanges verticaux entre les 20 mètres supérieurs de l'océan dans le but de suppléer à l'absence de brassage lié aux variations hautes fréquences du vent. Cette approche ne semble pas suffisante pour assurer le brassage de la couche mélangée.

Pour conclure, l'expérience menée avec le modèle du LODYC montre qu'il est possible de simuler de façon satisfai-

sante la circulation superficielle océanique en région tropicale avec ce modèle. Elle montre également que l'utilisation de vents réels mensuels au lieu d'un vent climatologique améliore sensiblement les résultats obtenus et donc, que la climatologie d'une simulation décrit mieux la circulation superficielle de l'océan à l'échelle annuelle et saisonnière que la simulation d'une climatologie. Enfin, les modèles testés restituent mieux, à l'échelle globale, le signal saisonnier que le signal moyen annuel qui apparaît plus fortement dépendant des erreurs sur le forcing atmosphérique, mais qui dépend également des conditions initiales choi-

sies et des conditions aux frontières océaniques (ces deux derniers éléments n'ont pas été considérés dans cette étude). Les tests effectués permettent de conclure à la meilleure représentation de la circulation superficielle par ce modèle de circulation générale que par des modèles plus simples [Duchêne et Frankignoul, 1990] ou par le modèle de circulation générale du GFDL forcé par un vent climatologique.

**Remerciements.** Nous tenons à remercier l'équipe de modélisation du LODYC (P. Delecluse, P. Andrich, G. Madec, C. Levy, M.A. Foujols,...) sans qui ce travail n'existerait pas. Nous remercions C. Frankignoul dont les critiques ont été très appréciées et écoutées. Nous remercions Elodie Kastenave qui a pris en charge la réalisation informatique des tests statistiques. Ce travail a été financé par le département TOA de l'ORSTOM et par le PNEDC. La simulation numérique sur le Cray2 a pu être réalisée grâce aux allocations de temps calcul accordées par le Conseil Scientifique du CCVR.

## REFERENCES

- Andrich, P., G. Madec and D. L'Hostis, Performance evaluation for an ocean general circulation model: vectorization and multitasking, *Conference Proceeding of the International Conference on Supercomputing, July 4-8, St-Malo, France, AMC press, 295-303, 1988.*
- Arakawa, A., Design of the UCLA general circulation model, *Numerical Simulation of Weather and Climate, Dept. of meteorology, University of California, Tech. Rep. 7, 116 p. 1972.*
- Arnault, S., Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts, *J. Geophys. Res.*, **92**, 5076-5088, 1987.
- Asselin R., Frequency filter for time integrations, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 487-490, 1972.
- Bruce, J.G. and J.L. Kerling., Near equatorial eddies in the north Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 779-782, 1984.
- Chartier, M., Un modèle numérique tridimensionnel aux équations primitives de circulation générale de l'océan, *Thèse, Univ. P. et M. Curie, Paris, 1985.*
- Duchêne, C. and C. Frankignoul., Sensitivity and realism of wind-driven tropical ocean models. *J. Mar. Systems*, in press, 1990.
- Duchêne, C. and C. Frankignoul, Seasonal variations of surface dynamic topography in the tropical Atlantic: observational and model testing. submitted to the *Jour. Mar. Res.*, 1990.
- Eckart, C., Properties of water. Part II: the equation of water and sea water at low temperatures and pressures, *Am. J. Sci.*, **256**, 225-240, 1958.
- Esbensen, S.K. and Y. Kushnir, The heat budget of the global ocean: an atlas based on estimates from marine surface observations, *Climatic Research Institution, rept. No. 29, Oregon State University, Corvallis, 27 p., 1981.*
- Frankignoul, C., C. Duchêne and M. Cane, A statistical approach to testing equatorial ocean models with observed data. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1191-1208, 1989.
- Harrison, D.E., W.S. Kessler and S. Giese, Ocean circulation model hindcasts of the 1982-1983 El-Nino: thermal variability along the ship of opportunity tracks. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 397-418, 1989.
- Harrison, D.E., On climatological monthly mean wind stress and wind stress curl fields over the world ocean, *J. Climate*, **2**, 57-70, 1989.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein, Normal monthly windstress over the world ocean with errors estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104, 1983.
- Hisard, Ph., J. Citeau et A. Morliere, Le système des contre courants équatoriaux subsuperficiels permanence et extension de la branche sud dans l'océan Atlantique. *Cah. ORSTOM, série Océanogr.*, **XIV**, 3, 209-220, 1976.
- Large, W.G. and S. Pond, Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336, 1981.
- Leetmaa, A., Progress toward an operational ocean model of the tropical Pacific at NMC/CAC. In *Further progress in equatorial oceanography*, edited by Katz E.J. and J.M. Witte, 439-450, Nova University Press, Florida, 1987.
- Leetmaa, A. and M. Ji, Operational hindcasting of the tropical Pacific. *Dyn. Atmos. Océans*, **13** (3-4), 1989.
- Lemasson, L. et J.P. Rebert, Circulation dans la partie orientale de l'Atlantique sud. *Doc. Sci du C.R.O., BP V18, ABIDJAN*, **4**, 91-124, 1973.
- Madec, G., M. Chartier, P. Delecluse and M. Crépon, A three-dimensional numerical study of deep water formation in the northwestern Mediterranean sea, accepted in *J. Phys. Oceanogr.*, 1990.
- Mazeika, P.A. Eastward flow within the south equatorial current in the eastern south Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **73**, (18), 5819-5828, 1968.
- Merle, J. and A. Morlière, Toward an operational 3 dimensional simulation of the tropical Atlantic ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **15**(7), 653-656, 1988.
- Molinari, R.L., Observations of eastward currents in the tropical south Atlantic ocean: 1978-1980. *J. Geophys. Res.*, **87**, (C12), 9707-9714.
- Morlière, A., P. Delecluse, P. Andrich and B. Camusat, 1982. Evaluation des champs thermiques simulés par un modèle de circulation générale de l'Atlantique tropical, *Oceanol. Acta*, **12**(1), 9-22, 1989.
- Morlière, A. Climatologie mensuelle d'une simulation de l'océan Atlantique tropical, *Rapp. LODYC 89/07, LODYC UPMC T14*, 76 p., 1989.
- Pacanowski, R. and S. G. H. Philander, Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1443-1451, 1981.
- Philander, S.G.H., Mixing processes in general circulation models of tropical oceans. In *Further progress in equatorial oceanography*, édité par Katz E.J. et J.M. Witte, Nova University Press, Florida, 1987.
- Philander, S.G.H. and R.C. Pacanowski, A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic ocean, *J. Geophys. Res.*, **91**, 14192-14206, 1986.
- Philander, S.G.H., Hurlin W. and A.D. Siegel, A model of the seasonal cycle in the tropical Pacific ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 1986-2002, 1987.
- Sadourny, R., The dynamics of finite-difference models of the shallow-water equations, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 680-689, 1965.
- Sarmiento, J.L. and K. Bryan, An ocean transport model for the north Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **87**, 394-408, 1982.
- Servain, J., M. Seva, S. Lukas and G. Rougier, Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature: 1980-1984, *Ocean-Air Interactions*, **1**, 109-182, 1987.
- Reverdin, G., P. Delecluse, C. Levi, A. Morlière and J.M. Verstraete. The near surface tropical Atlantic in 1982-1984. Results from a numerical simulation and a data analysis. submitted to *Progress in Ocean*, 1990.
- Richardson, P.L and T.K. McKee, Average variations of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**(7), 1226-1238, 1984.
- Richardson, P.L and S.G.H. Philander, The seasonal variations of the surface currents in the tropical Atlantic ocean: a comparison of ship drift data results from a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **92**, 715-724, 1987.
- Richardson, P.L and G. Reverdin, Seasonal cycle of velocity in the Atlantic north equatorial countercurrent as measured by surface drifters, currentmeters and shipdrift, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3691-3708, 1987.
- Richardson, P.L., J. Bruce, S. Aranauld and S. Garzoli, Does the Atlantic North Equatorial Countercurrent reverse seasonally? Submitted to *Deep Sea Research*, 1990.
- Wacongne, S., Dynamical regimes of a fully non-linear stratified model of the Atlantic equatorial undercurrent, *J. Geophys. Res.*, **94**, 4801-4815, 1989.

COMITÉ NATIONAL FRANÇAIS DE GÉODÉSIE ET DE GÉOPHYSIQUE

**RAPPORT QUADRIENNAL**  
**1987 - 1990**

*XXème Assemblée Générale*  
*de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale*  
*Vienne (Autriche) 11-24 août 1991*

*Publié avec le concours de l'Académie des Sciences de Paris*