

INDEX POUR DES DIAGNOSTICS DE VARIABILITES DE TYPE "ENSO" DANS LES M.C.G.A.

Gallardo Yves.

Institut Français de Recherche pour le Développement en Coopération
ORSTOM

RESUME

Les index de variabilités intrasaisonniers et interannuels proposés apparaissent comme le résultat de l'interférence de groupes d'oscillations transitoires avec l'oscillation sud interannuelle de pression atmosphérique dans le Pacifique tropical : les oscillations de type ENSO sont une composante essentielle de la variabilité interannuelle globale.

Le modèle conceptuel repose sur les déplacements opposés des zones intertropicales de convergence, ZIC, et SPCZ (South Pacific Convergence Zone) en phase El Niño et en phase La Niña : la variation de latitude des déplacements pourrait être reliée aux variations interhémisphériques d'occurrences des cyclones tropicaux.

Cet effet de latitude est aussi relié au rôle de catalyseur de l'énergie cinétique divergente (barocline) dans le processus de transformation d'énergie potentielle en énergie cinétique rotationnelle (barotrope) sur les branches ascendante et supérieure d'une cellule de Hadley; par exemple, en été, l'efficacité du catalyseur a un impact positif sur les pluies du Sahel en phase La Niña.

Dans les M.C.G.A., il existe des oscillations de type ENSO, biaisées par la dominance d'une des classes El Niño : sur le potentiel des vitesses à 200 hPa en janvier, l'erreur du modèle EMERAUDE est analogue à ~~l'anomalie~~ de janvier 1987. La qualité des essais de prévision probabiliste étendue à un mois (en hiver) de T 850, hémisphère nord, dépend des quotients des erreurs, P 200 HN/K 200 Tropical, donc d'une contribution de l'erreur d'efficacité du catalyseur. Cette erreur d'efficacité dépend directement de la structure bidimensionnelle de la cellule de Hadley, donc des circulations transéquatoriales, donc des températures de surface des deux hémisphères. L'erreur du K200 apparaît principalement dans une position trop symétrique des anomalies par rapport à l'équateur.

Lors de la transition de phase La Niña → El Niño, on observe une nette dérive des zones intertropicales de convergence en direction de l'équateur et plus nettement pour celles de l'hémisphère nord. Le rôle climatique de la "plupart" des El Niño serait donc d'atténuer la demande énergétique de l'hémisphère sud à l'hémisphère nord.

Introduction

Dans le Pacifique tropical, l'interaction Océan-Atmosphère appelée couramment ENSO (El Niño, Southern Oscillation) illustre bien une variabilité interannuelle de la pression atmosphérique en surface ayant une échelle planétaire. La composante atmosphérique de cette oscillation "sud" semble dominée par le changement de signe d'un gradient zonal de pression

Fonds Documentaire IRD



010023100

3

Fonds Documentaire IRD

Cote : B*23100 Ex: unique

atmosphérique (Cf Fig.11,27 in Gill,1982) entre un hémisphère équatorial est et un hémisphère équatorial ouest (l'utilisation de l'article indéfini est voulue). D'autres gradients de pression atmosphérique plus tropicaux accompagnent (suivent ou précèdent) cette oscillation "sud", en fait équatoriale et zonale, notamment au large de l'Australie et de la Nouvelle Zélande. Il est par ailleurs remarquable que les occurrences de cyclones tropicaux et de typhons respectivement dans les bassins ouest de l'Atlantique et du Pacifique réagissent au signal ENSO; et que la mousson indienne soit souvent affaiblie pendant la phase El Niño de l'oscillation. Enfin, comme les phénomènes océaniques El Niño ont des intensités, des durées de vie et des récurrences variables, il est probable que cette complexité est induite par d'autres structures atmosphériques (couplées ou non à l'Océan) telles celles, déjà citée, plus la PNA (Pacific North American), plus la NAO (North Atlantic Oscillation) plus le groupe d'ondes planétaires (30-60 jours) de Madden-Julian : cette revue n'est hélas pas exhaustive et elle corrobore sans doute le fait que le gradient zonal équatorial est-ouest explique moins de la moitié de la variance des intensités des El Niño sur un siècle d'observations.

Simuler cette complexité d'interactions est sûrement du ressort d'un modèle couplé "Océan - Atmosphère - Continent". Cela n'implique pas nécessairement qu'une modélisation de type faiblement chaotique, réduite à une centaine de degrés de liberté soit incapable de simuler des changements de température hémisphérique interannuels significatifs et des tendances globales à l'échelle séculaire : supposons en effet qu'il existe cinq oscillations principales et que la variabilité interannuelle soit bien décrite en phase et en amplitude par les interactions des phases de signe déterminé de trois de ces oscillations. Le calcul combinatoire donne un nombre de complexions égal à $n!/p!$ ($n - p$)! avec $n = 10$ (phases de 5 oscillations), $p = 3$ (phases déterminées de 3 des 5 oscillations); $C_{n,p} = 60$. Ce genre de modélisation ne peut qu'améliorer l'interprétation physique des "irréguliers" El Niño. Enfin et surtout, la modélisation couplée n'exclut pas l'utilisation des M.C.G.A. dans le domaine important de la prévisibilité étendue à un mois. L'élaboration de ce M.G.C.A. (ARPEGE en version climatique) doit profiter entre autres, des résultats positifs (et négatifs) robustes des équipes MEMO et UDC du CNRM, équipes avec lesquelles je collabore.

Afin de continuer de marquer cette association, devant l'ORSTOM plutôt que devant METEO FRANCE, je propose des index de variabilités ayant à la fois un support observationnel, physique et mathématique. Ces index seront formulés en quatrième partie. La troisième partie s'intéressera à l'erreur du groupe d'ondes de Madden-Julian et à ses conséquences probables. La deuxième partie s'attachera à montrer que la qualité de la prévision T850 de l'hémisphère nord étendue à un mois d'hiver est contrôlée non seulement par la fonction de courant de l'HN, P200 mais aussi par le potentiel des vitesses K200 intertropical. La première partie fera une synthèse des erreurs systématiques du modèle dans le contexte de la cellule de Hadley et du potentiel des vitesses à 200 hPa. Auparavant, j'exposerai la conception, la motivation et la finalité de ma méthode de recherche diagnostique.

Méthode de recherche diagnostique

De nombreux diagnostics existent sur les marchés à court terme et à moyen terme de la prévision. Il s'agit plutôt que d'en "inventer", de sélectionner ceux qui se rattachent directement au problème posé, c'est à dire celui des processus de

variabilités intrasaisonnière et interannuelle. Les processus interannuels sont représentables par des mécanismes caractérisant l'ENSO, tels les dérives des zones intertropicales de convergence (Rasmusson et Carpenter, 1982) en direction de l'équateur et l'adéquation au cycle annuel; nous remarquons pour les deux phases de l'oscillation une quasi-parfaite symétrie sur l'équateur des anomalies opposées de température de surface (Fig. 17 et 19 in RC 82) entre les latitudes 10 N et 10 S en été boréal. Cette symétrie par rapport à l'équateur est atteinte à l'extrême de chacune des phases, ce qui suggère à cet "instant", un minimum d'échange énergétique entre les deux hémisphères. Cela est vrai en phase El Niño, puisque les Z.I.C. se rapprochent de l'équateur, mais faux en phase La Niña puisque les Z.I.C. s'éloignent de l'équateur. La différence entre les deux extrêmes provient de l'effet de piégeage à l'équateur, par la force de Coriolis, sur des anomalies qui se déplacent vers l'est. Or les anomalies des vents d'ouest équatoriaux vers 160E-160W apparaissent avec une nette préférence en phase El Niño.

De cela, nous formons l'hypothèse que la variabilité interannuelle croît quand les Z.I.C. font des aller-retour de grande amplitude en latitude, que la structure du potentiel des vitesses ne persiste pas dans une configuration symétrique par rapport à l'équateur, et que les anomalies de vent d'Ouest équatoriaux sur le Pacifique ouest sont rares.

Les processus intrasaisonniers sont représentables par des mécanismes caractérisant le groupe d'ondes (30-60 jours) de Madden-Julian : ce sont des ondes planétaires qui font le tour du globe en environ 30-60 jours, dans le sens ouest-est. Leur signature est très visible sur le rayonnement sortant de grande longueur d'onde (OLR) et sur le potentiel des vitesses à 200 hPa, entre les tropiques. En accord avec l'hypothèse précédente, les ondes de 30 jours deux fois plus rapides vers l'est que les ondes de 60 jours seraient plus favorables aux occurrences d'anomalies de vents d'ouest équatoriaux et par suite à une persistance de configuration symétrique du potentiel des vitesses à l'équateur. Aussi, il y aurait une corrélation positive entre la rapidité de ces ondes et l'intensité des El Niño : onde de Kelvin océanique de "downwelling".

La motivation d'une recherche diagnostique de ce type réside en une meilleure connaissance de la dynamique équatoriale et plus particulièrement des déplacements des Z.I.C. qui servent de référence à la fois en paléoclimatologie et en études de prédictibilité des pluies au Sahel.

La finalité est rivicée au paradoxe apparent suivant :

El Niño = coupage océan- atmosphère = régulation du climat; El Niño = "variabilité" interannuelle # sécheresse tropicale. D'où, à cause des El Niño irréguliers :

Sécheresse tropicale # variabilité interannuelle # équilibre climatique

Résultat suggérant l'adéquation d'un modèle chaotique, dans la mesure où la variabilité précéderait le retour à l'équilibre.

1 - Synthèse des erreurs systématiques / cellule de Hadley et K 200 tropical

La validation d'une simulation de cycle annuel avec une version T 42 - L 20 (Planton et al., 1991) indique que le modèle a dérivé vers son propre climat en

environ 3 mois (de -11°C , à l'altitude 10 hPa). Le modèle est trop froid et cette erreur froide augmente avec l'altitude pour atteindre un maximum à la tropopause. Le jet d'hémisphère nord est trop rapide (5 m s^{-1}) mais son maximum est trop au nord de 5 degrés. En DJF la cellule de Hadley est trop active; la cellule de Ferrel aussi, et elle est positionnée trop sud. Comme résultat, le jet d'ouest est localisé dans la cellule de Ferrel, au lieu d'être situé à l'interface des deux cellules. La cellule de Hadley d'hiver (Fig. 4a,b Planton et al, 91) est positionnée trop N de 200 Km, avec une partie ascendante trop large d'environ 500 Km. Le transport de masse zonal simulé dans les troposphère équatoriale est égal à celui observé à 5°N : autrement dit la simulation d'hiver correspond à une dynamique de mai-juin, quand se déclenchent les moussons littorales du Golfe de Guinée, par exemple, (Drift transéquatorial). Dans la troposphère inférieure, une vitesse méridienne trop développée vers le nord confirme une position trop nord de la Z.I.C. (en moyenne zonale). Sur la figure 1a de Planton et al, il apparaît une dissymétrie dans l'erreur froide intertropicale : entre 25°S et 30°N , l'erreur froide diminue du tropique sud vers le tropique nord. Ainsi une partie importante de la troposphère tropicale nord est plus "réchauffée" d'environ $0,5^{\circ}\text{C}$ que la troposphère tropicale sud en été austral ! à notre avis cette erreur de gradient thermique transéquatorial peut être la source essentielle des erreurs citées auparavant. Ce gradient a été corrélé à la pluie du Sahel (Folland et al, 1986).

Dans une analyse parallèle, examinons les K200 simulés et observés en janvier (Fig. 1) : à première vue ces champs de potentiel des vitesses divergentes se ressemblent, particulièrement au-dessus du Pacifique. Sur l'Océan Indien le modèle produit trop d'ascendances dans le Nord de Madagascar; au contraire sur les bassins congolais et amazonien, il produit trop de subsidences. Le résultat sur les gradients transéquatoriaux de ce champ simulé est que la vitesse divergente vers l'hémisphère nord est exagérée au dessus de la Corne d'Afrique, et au contraire diminuée à l'entrée de la Mer des Antilles. Remarquons aussi les vitesses divergentes radiales excessives autour des anticyclones SE Pacifique et SE Atlantique. Enfin, il se confirme l'existence d'une erreur de symétrie par rapport à l'équateur à la vue des contours $\pm 7 \cdot 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$, surtout sur les branches ascendantes du Pacifique tropical : excès d'ascendance au N de l'équateur qui entraîne une symétrie erronée par rapport à l'équateur. Remarquons enfin (Fig. 2) l'analogie entre l'erreur du modèle et l'anomalie de janvier 87.

2 - La prévision étendue à un mois de T850 HN relativement à P200 HN et K200 intertropical

C'est presque banal ou naïf de dire que la qualité d'un modèle n'est réellement mise à l'épreuve que lors de essais de prévision. En effet, l'exemple du chapitre précédent indique à quel point la sensibilité des diagnostiqueurs peut différer devant la simulation d'une cellule de Hadley ou d'un potentiel des vitesses; si l'on veut objectiviser le résultat de l'analyse visuelle, on se heurte à des contraintes de lois de distribution (Gaussienne), de variables indépendantes, de calcul du nombre de degrés de liberté (test de signification statistique) etc.. Quel niveau de signification adopter ? 5%, 1%, 1%° ? Le modèle est-il arrivé au terme de sa dérive climatique au bout de 3 mois ? de 4 mois ? de x années ! jamais ? si le modèle n'a pas atteint sa climatologie d'équilibre en 3 mois, ce qui est plutôt vrai, cela peut induire que la différence thermique interhémisphérique va continuer

de croître lentement au profit de l'HN; et de faire monter en latitude le jet d'ouest. Alors ne faut-il pas revoir la définition "asymptotique" de l'équilibre climatologique du modèle ?

A condition d'utiliser une résolution horizontale suffisante (T42), de réduire l'erreur systématique tropicale, et de développer des techniques bien élaborées permettant d'identifier les erreurs à croissance rapide (Tibaldi et al, 1990; Brankovic et al, 1990) une prévision probabiliste des régimes de temps extra-tropicaux pourra s'étendre à 2-3 semaines.

En utilisant des statistiques d'erreurs (Root mean square errors) calculées sur des essais de prévisions probabilistes étendues à un mois, concernant les 32 mois d'hiver (NDJF) des 8 hivers 1983-84 à 1990-91 (communication personnelle de M. Déqué), nous allons (continuer de) montrer que les variabilités intrasaisonnières et interannuelles de l'erreur de prévision sur la température de l'HN, T 850, dépendent aussi de l'erreur sur le potentiel des vitesses tropical à 200 hPa. Toutes les quantités que nous analyserons seront des R.M.S.E.. mensuels réduits par le R.S.M.E. moyen des 32 mois d'hiver.

A cause de l'impact prévisionnel de l'advection du Tourbillon, le R.M.S.E. red. de T 850 HN dépend d'abord du RMSE red. de P 850 HN (Psi, la fonction de courant) : figure 3.

Notre intérêt se situe au niveau de la cellule de Hadley, qui transforme l'énergie potentielle en énergie cinétique (laquelle est reconvertie en énergie potentielle dans la cellule de Ferrel). Formons 3 tableaux des RMSE red., des 2 prédicteurs P200 HN et K200 30N-30S, encadrant le tableau d'erreur réduite du Prédicteur T 850 HN.

Tableaux 1 des erreurs réduites du Prédicteur T 850 et des Prédicteurs P et K200

HIVER MOIS		1983-84	84-85	85-86	86-87	87-88	88-89	89-90	90-91	MOY.
P 200 HN	N	1.28	.72	.87*	.89	.85*	1.12*	1.10	.86	.98
	D	.78	.81*	.83*	.75	.85	.87*	1.20*	.81	.87 m
	J	1.10	1.00	.88	.95*	.91	1.16	.62	.97*	.97
	F	1.26	1.13*	1.51	.75*	1.56	.94*	1.01	.90*	1.16 M
T850 HN	N	1.07↓	.79	1.07↑	.92	.73↑	.85↑	1.03↓	.92↓	.93 m
	D	1.10	1.10↑	1.06↑	.90	1.20	.85↑	.98	1.04↓	1.05
	J	1.29↓	1.19	.94	1.04↑	1.05	1.15	.94↓	.87↑	1.07 m
	F	1.17↓	1.01↑	1.11	.98↑	.87↓	.78↑	.92	.85↑	.99
K200 30N30S	N	1.04*	.71	.68	.98	.95	.60	1.00*	.95*	.85 m
	D	.65	.45	.50	1.08	.86	1.30	1.28	1.08*	.92
	J	1.22*	1.34	.96	1.44	.88	1.18	.82*	1.15	1.15 M
	F	1.20*	.63	.58	1.44	.99*	1.21	1.01	.60	.98

Le signe x indique le rapprochement à la valeur du tableau central

Le signe ↑ indique une valeur du tableau supérieur; ↓ du tableau inférieur.

Nous constatons d'abord que les amplitudes des valeurs P200 et K200 sont presque deux fois plus élevées que l'amplitude des 32 valeurs T850; ensuite, dernière colonne, que la variation intrasaisonnière des erreurs moyennes apparaît déphasée d'un mois entre P200 et T850 alors qu'elle est presque en phase entre K200 et T850 : il paraît raisonnable d'admettre que les faibles valeurs doivent être en phase, c'est à dire qu'une prévision meilleure que la "prévision moyenne" d'hiver, comme celle des mois de novembre soit directement reliée à une meilleure prévision que la moyenne d'hiver, dans l'un des 2 tableaux encadreurs en l'occurrence, celui du K200.

De la même façon, on peut chercher pour chacune des 32 valeurs du tableau du Prédicteur, quel tableau encadreur possède la valeur la plus proche : sur les 32 mois d'hiver, il apparaît 13 mois où l'erreur de prévision de T850 HN est plus proche de celle de P200 HN, mais cependant 8 mois où elle se rapproche mieux de celle de K200 tropical. Dans le rapprochement T850, P200 l'erreur réduite de prévision égale .93 et est nettement inférieure à celle du rapprochement T850, K200 trop, qui égale 1,04. Ce résultat indique que les prévisions à échec sont imputables plutôt au K200 tropical qu'au P200 hémisphérique.

Pour mieux s'assurer de l'impact du K200 tropical, nous calculons les erreurs réduites correspondant aux 11 meilleures prévisions d'une part, aux 11 plus médiocres prévisions d'autre part. Les résultats sont analogues pour les meilleures prévisions : 0,96 pour K200 et 0,97 pour P200 relativement à 0,85 pour T850. mais les résultats sont déroutants pour les prévisions en échec, avec 0,90 pour K200, c'est à dire une valeur inférieure à celle des meilleures prévisions; 1,05 pour P200 relativement à 1,14 pour T850.

La seule façon qui nous paraît redonner une cohérence physique à ce résultat, est de se représenter la conversion d'énergie potentielle en énergie cinétique rotationnelle, en présence d'un catalyseur à durée de vie très courte, l'énergie cinétique divergente (Chen et Wiin-Nielsen, 1976). En effet, en définissant un index de conversion d'énergie, simplement au moyen du rapport P200/K200 trop., et en admettant que l'erreur de conversion d'énergie est proportionnelle au quotient des erreurs on obtient d'abord qu'une erreur de conversion égale à .97/.96 correspond aux meilleures prévis, tandis qu'une erreur de conversion égale à 1.05/.90 correspond aux prévis les plus médiocres. On contrôle ensuite que cet index de conversion indique une prévisibilité, correcte en phase El Niño (1986-87), et en échec total en phase La Niña (1985-86). C'est en accord avec (Fig. 1,2) le fait que l'erreur de K200 ressemble à l'anomalie de janvier 87/climatologie du CEPMMT. L'équilibre climatologique du modèle correspond à une phase El Niño d'intensité moyenne, pendant laquelle l'énergie cinétique divergente serait piégée à l'équateur plus longtemps qu'en phase La Niña. Par suite, le taux de conversion d'énergie cinétique divergente en énergie cinétique rotationnelle, qui dépend directement du paramètre de Coriolis, peut être sensiblement diminué en phase El Niño puisque les Z.I.C. se rapprochent de

l'équateur de quelques degrés de latitude. Entre les deux phases le taux de conversion doit varier d'environ $3^{\circ}/10^{\circ} \approx 30\%$.

3 - Le groupe d'ondes (30-60 jours) de Madden-Julian et l'erreur de prévision

Tout au long de l'année, ces oscillations se propagent vers l'est et le long de l'équateur avec un nombre d'onde zonal valant principalement un ou deux (Braine, Bonnaire, 1988). L'influence de ces oscillations intrasaisonniers sur les alternances et les installations des moussons indienne et australienne est reconnue (Slingo et Madden, 1991). La plupart des modèles est incapable de simuler les ondes lentes de ce groupe, c'est à dire des périodicités supérieures à 40 jours. Comme ces oscillations sont équatoriales et qu'elles apparaissent à la fois dans le vent zonal et les précipitations de la région indo-australienne, comparer l'évolution des potentiels des vitesses en moyenne décadaire donnée d'une part par les analyses du CEP et d'autre part par le modèle serait informatif. Pendant la période février-mai 1988, cette onde apparaît sur les K200 analysés (Fig. 4) avec une périodicité voisine de 2 mois. Sur les potentiels de vitesses en moyennes décadaires, il y a une évolution rapide sur les analyses de la 2ème décennie de février au niveau de l'Atlantique tropical (renforcement de la subsidence) et de l'Afrique de l'ouest (renforcement de l'ascendance) : en même temps la subsidence qui était sur l'Afrique du Sud en 1ère décennie de février a progressé de 45° vers l'est. Entre la 2ème et 3ème décades la progression a lieu à l'est de l'Australie, sur le Pacifique, et est deux fois plus rapide qu'auparavant. Il y a, en trois décades, un renversement du signe de K200 sur presque tout l'hémisphère est tropical qui n'apparaît pas dans la simulation. Les géopotentiels à 500 hPa de l'Atlantique N n'ont été aussi que très médiocrement prévus pendant tout le printemps 1988.

L'évolution rapide signalée plus haut semble impliquer une variation de vitesse divergente zonale au niveau du jet-stream de l'Atlantique. Il apparaît donc que l'oscillation intrasaisonnière de périodicité voisine de 2 mois peut se manifester fortement aussi au-dessus de l'Atlantique tropical. En mars et mai, les géopotentiels à 500 hPa indiquent que le modèle n'a pas su prévoir des anomalies positives dans la région du Groenland et des anomalies négatives dans la région scandinave. Cette déficience paraît conforme à l'absence du nombre d'onde zonal égal à deux dans l'anomalie simulée du K200 en mars et probablement du nombre d'onde égal à trois dans l'anomalie simulée en mai. Or l'intérêt de cette dernière remarque vient du fait que la déficience à simuler les nombres d'onde zonal 2 et 3 sur les K200 coïncide avec une inaptitude à produire des anomalies de K200 dissymétriques par rapport à l'équateur.

Si la structure des anomalies de K200 simulées "manque" de nombres zonaux $n = 2,3$, cela peut logiquement signifier un manque d'interactions entre les jets-streams dits subtropicaux avec les cellules de Hadley, dans le modèle, mais aussi avec la cellule de Ferrel. Or l'oscillation de 45-60 jours, absente du modèle, semble pouvoir induire plus de détail ($n = 2,3$) dans l'ondulation planétaire zonale.

Elle pourrait forcer un jet-stream, celui de l'Atlantique par exemple, à accumuler un maximum d'énergie cinétique rotationnelle au-dessus de l'Atlantique Tropical, énergie qui serait restituée (pendant la phase opposée de l'onde ?) dans la cellule de Ferrel et transformée en anomalies de Géopotential aux latitudes plus élevées.

4 - Proposition d'index pour des diagnostics de variabilités

"Les décalages constatés entre l'équateur météorologique et l'équateur géographique ont pour conséquence des circulations transéquatoriales qui jouent un rôle primordial dans l'équilibre du bilan énergétique de l'ensemble Terre-Atmosphère ..." (Dhonneur, 1985).

Dans le même ordre d'idées, il faut contrôler quelles sont les erreurs des gradients de température troposphérique et de température de surface entre les deux hémisphères; entre les régions tropicales N et S des deux hémisphères; pour différents modèles, différentes versions; pour chacune des cinq prévisions décalées d'une prévision probabiliste étendue à un mois. Existe-t-il une liaison entre certaines valeurs de ces gradients et l'apparition des oscillations de 30-60 jours ?

Une formulation simplifiée du chauffage diabatique tenant compte seulement des termes horizontaux contrôlerait éventuellement un effet compensatoire entre les parties stationnaire et transitoire $\mathbf{v} \cdot \nabla T$ et $\nabla \cdot \mathbf{v} T$ (Hoskins et Sardeshmukh, 1987).

La conversion d'énergie potentielle en énergie cinétique rotationnelle dans la cellule de Hadley se ramène, à cause du rôle catalytique de l'énergie cinétique divergente, à une conversion entre les deux formes d'énergies cinétiques. En désignant par l'indice 2 la vitesse rotationnelle horizontale, et par l'indice 3 la vitesse horizontale divergente, on obtient pour le terme majeur du taux de conversion à une altitude donnée :

$$C(K_3, K_2) = \iint f (u_2 v_3 - u_3 v_2) d\lambda d\varphi$$

λ longitude ; φ latitude ; f paramètre de Coriolis

La variation temporelle de ce taux de conversion s'écrit :

$$\iint f' (u_2 v_3 - u_3 v_2) + f \iint (u_2' v_3 + u_2 v_3' - u_3 v_2' - u_3' v_2)$$

Près des zones intertropicales de convergence où la conversion doit démarrer, on admet que les termes essentiels sont ceux avec f' et v_3' parce que l'équateur est peu éloigné (le terme $u_2' v_3$ doit devenir important avec les oscillations de 30-60 jours).

$$C'(K_3, K_2) \# \iint [f' (u_2 v_3 - u_3 v_2) + f u_2 v_3'] d\lambda d\varphi$$

et comme $u_2 v_3 \gg u_3 v_2$

$$C'(K_3, K_2) \# \iint (f' u_2 v_3 + f u_2 v_3') d\lambda d\varphi$$

$$C'(K_3, K_2) \# \iint u_2 (f v_3)' d\lambda d\varphi$$

Ces taux de conversion devraient être calculés en hiver entre les latitudes 10 S et 35 N entre l'Amérique et l'Afrique; sur l'Océan indien; sur l'Océan pacifique; en phase El Niño; en phase La Niña. Et aussi, pour des potentiels des vitesses visuellement peu différents : à 200 hPa; à 850 hPa.

Remarquons que le terme $\frac{1}{2}v^2$, en traversant l'équateur, contribue à la source d'ondes de Rosby : en effet, f changeant de signe, il y a donc un gradient de tourbillon planétaire qui est multiplié par une vitesse divergente.

cross-equatorial eddy momentum fluxes as evidence of tropical planetary wave sources

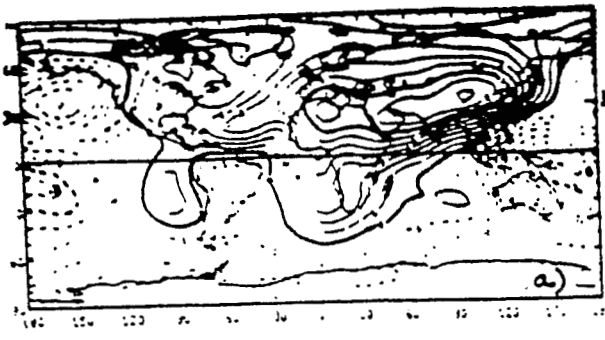
REFERENCES

- Braine-Bonnaire, T., 1988 : Simulation des ondes de 30 à 50 jours par un M.C.G.A. AMA 88 pp 11-21.
- Brankovic C, T.N. Palmer, F. Molteni, S. Tibaldi et U. Cubasch, 1990 : Extended-range predictions with ECMWF models : time - lagged ensemble forecasting. Q.J.R.Met.Soc. 116 pp 867-912
- Chen T.C. et A. Wiin-Nielsen, 1976 : On the kinetic energy of the divergent and nondivergent flow in the atmosphere. Tellus 28,6 pp 486 -497
- Dhonneur G. 1985 : Traité de météorologie tropicale. 151 pp
- Gill A, 1982 : Atmosphere-Ocean dynamics. 662 pp
- Hoskins B.J. et P.D. Sardeshmukh, 1987 : A diagnostic study of the dynamics of the northern hemisphere winter of 1985-86. Q.J.R.Met.Soc. 113, pp 759 -778 .
- Planton S., M. Déqué et C. Bellevaux, 1991 : Validation of an annual cycle simulation with a T42-L20 GCM. Clim.Dyn. 5, pp 189-200
- Rasmusson E.M. et T.H. Carpenter, 1982 : Variations in tropical Sea surface Temperature and surface wind Fields associated with the ENSO. Mon. Wea. Rev., 111, pp 517-528.
- Slingo J.M. et R.A.Madden, 1991 : Characteristics of the tropical intraseasonal oscillation in the NCAR community climate model Q.J.R. Met. Soc. 117, pp 1129-1169.
- Tibaldi S., T.N. Palmer, C. Brankovic et V. Cubasch, 1990 : Extended-range predictions with ECMWF models : Influence of horizontal resolution on systematic error and forecast skill. Q.J.R. Met. Soc. 116, pp 835-866

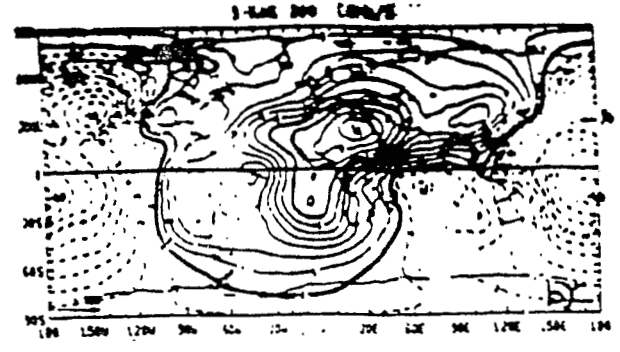
Légendes des figures

- Fig. 1, a : Le potentiel des vitesses observé, analysé (très lissé) à 200hPa en janvier
- 1, b : idem, mais simulé par une version T42,20 du modèle Emeraude. Les erreurs dominantes apparentes sont : une trop grande symétrie par rapport à l'équateur, trop de vitesse divergente au NW de l'Océan indien, pas assez de vitesse divergente à l'entrée de la Mer des Antilles.

- Fig. 2 : Anomalie de K200 en janvier 1987, année El Niño d'intensité moyenne. Cette anomalie ressemble à la différence Fig. 1b moins Fig. 1a.
- Fig. 3 : Graphique indiquant indirectement que la prévision probabiliste de T 850 est plutôt bien corrélée à celle de P850, la fonction de courant de l'HN.
- Fig. 4 a, b, c, d : Les anomalies analysées des potentiels des vitesses K200 a) en février 88, b) en mars 88, c) en avril 88, d) en mai 88 indiquent une périodicité d'environ 2 mois par l'analogie des structures a) et c) d'une part, b) et d) d'autre part.



CLIP TO CENTER



T42 200 810 CR2 2000

Fig. 1 a, b

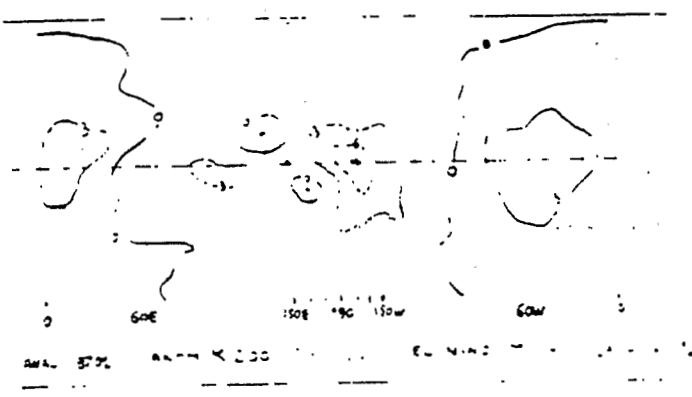


Fig. 2

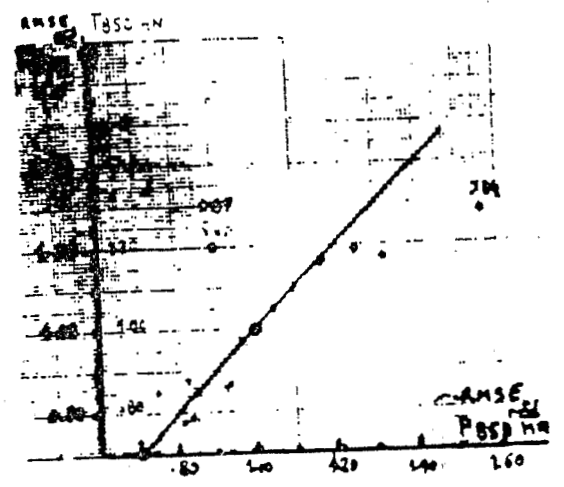


Fig. 3

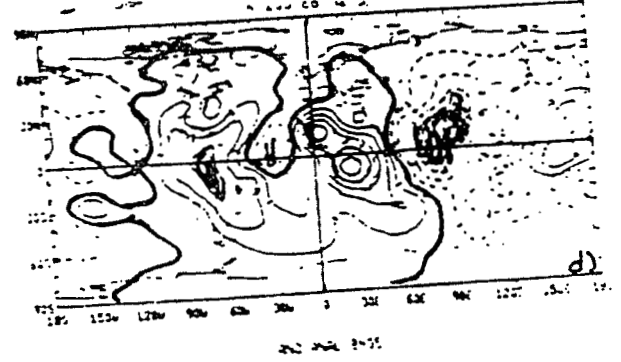
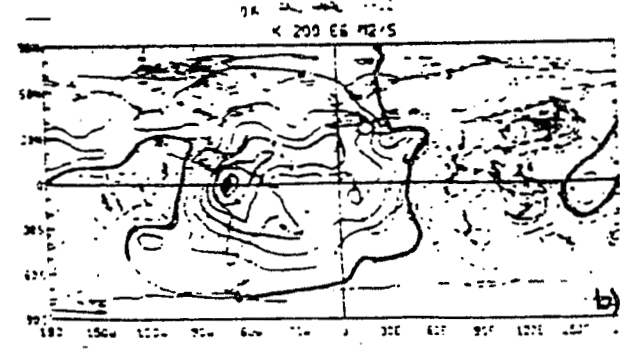
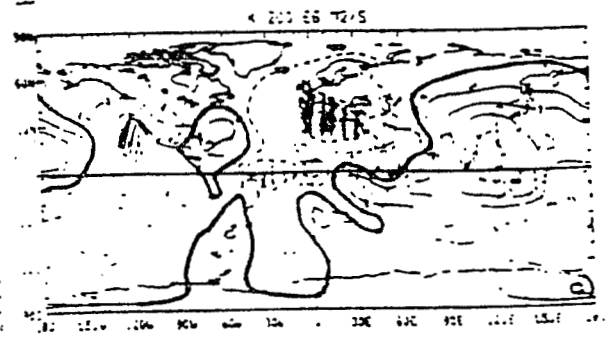
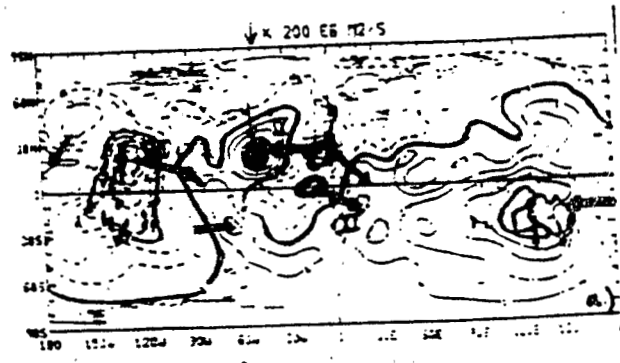


Fig. 4 a b c d

ATELIER DE MODELISATION DE L'ATMOSPHERE

TOULOUSE 1 et 2 DECEMBRE 1992