

TRANSITIONS VERS LES BLOCAGES EN EUROPE DE L'OUEST
ET VERS LES PLUIES AU SAHEL

GALLARDO Yves

ORSTOM/INSTITUT OCEANOGRAPHIQUE
195, Rue St Jacques 75005 PARIS

RESUME

Les modèles atmosphériques de prévision à échéance moyenne ou étendue à un mois n'arrivent pas à entrer les blocages d'anticyclone, d'où des vitesses d'ouest simulées excessives aux latitudes 50-60 N. Cette erreur est systématique et, par suite, apparaît aussi bien en été qu'en hiver. Les MCGA ont aussi des difficultés à reproduire des couloirs (DUCT) de lignes de grain favorables à des précipitations (d'échelle 1000 km) sur le Sahel.

On essaie de montrer que ces deux types d'échec sont peut-être issus d'une cause commune : un manque de mobilité de l'anticyclone des Açores vers l'Ouest, d'où une trop faible occurrence des vallées dépressionnaires (thalweg) d'air froid reliant l'Atlantique nord à la dépression d'Afrique tropicale. Entre le détroit de Gibraltar et les Açores existe une zone d'interactions des grandes et des petites échelles spécifique au régime de blocage. Il faudrait un paramétrage "sous-grille" adapté aux signes du couplage entre les petites et les grandes échelles.

1. Introduction

La faible variabilité temporelle des MCGA est connue (CHARON et al., 1988). Cette variabilité s'exerce dans la gamme des fluctuations de pseudo-période inférieure à 30 jours qui définissent des transitions entre tourbillons, dites de haute-fréquence (ALESTALO, 1980). Une analyse des régimes de temps quasi-stationnaires (VAUTARD, 1990) au-dessus de l'Atlantique pour 37 hivers, de Novembre à Mars, inclut les interactions entre les petites et grandes échelles spatiales. Quatre régimes de temps principaux ressortent de cette étude, confirmant d'abord que la variabilité temporelle de l'atmosphère ne se réduit pas à de simples alternances entre un régime de vents d'Ouest et un régime de vents d'Est ; qu'il existe ensuite pour la plupart des régimes une grande variété de précurseurs et successeurs, avec des configurations isobariques souvent très différentes, ce qui décuple le nombre de combinaisons pouvant conduire à "une" transition entre deux régimes quasi-stationnaires donnés. Enfin, la complexité des prévisions déterministes à échéance moyenne et probabilistes à échéance longue sera encore accrue par la courte durée de vie des précurseurs (5-10 jours) et par l'absence apparente de transition entre un régime de blocage et un régime de dorsale atlantique.

Fonds Documentaire IRD



010023099

135

Fonds Documentaire IRD

Cote: Bx23099 Ex: univ. *univ. de la Réunion*

Pourtant il a été établi (LORENZ, 1963) que la limite de prévisibilité opérationnelle déterministe avoisine deux semaines. De plus des progrès sensibles sont enregistrés depuis 10 ans (GELEYN et JARRAUD, 1988) en prévision à échéance moyenne. Ces progrès sont liés à l'augmentation de résolution horizontale (et verticale ?), à des modifications de certains paramétrages de frottement au sol, aux améliorations des méthodes d'assimilation des données d'observations, à l'inclusion de l'hémisphère sud qui a un impact au-delà de 3 jours d'échéance ...

Dans le secteur plutôt climatologique que météorologique de la prévision probabiliste à l'échéance d'un mois (DEQUE, 1990), il est pratiquement acquis que l'efficacité de ce type de prévision augmente avec une résolution temporelle du jour au lieu du mois dans l'assimilation des SST. On remarque aussi qu'une simulation réaliste de l'impact des anomalies de SST sur l'atmosphère est souvent obtenue en doublant leur intensité. L'existence d'un signal du niveau moyen océanique (PICAUT et VERSTRAETE, 1976), dans la gamme temporelle 35-40 jours, sur la côte d'Afrique de l'Ouest et dans le Golfe de Guinée peut avoir une liaison avec la même gamme de variabilité des régimes de blocage et de dorsale atlantique (VAUTARD, 1990). Cette liaison peut être éventuellement confirmée par des analyses décennales des déplacements, au-dessus de l'Atlantique, des anomalies du potentiel des vitesses à 200 hPa. Un résultat positif apparaîtrait comme un tremplin entre des régimes de dorsale atlantique déterminés et certains types de blocage sur l'Europe de l'Ouest.

Pourrait ainsi s'interpréter le regain d'efficacité des prévisions probabilistes lorsque l'échéance augmente de 20-30 jours à 30-40 jours. D'autre part, comme la circulation de la troposphère supérieure est caractérisée par des jets à grande variabilité spatio-temporelle (MURRAY et JOHNSON, 1953) celle-ci se schématisant par de vastes méandres en déplacement, l'existence de dorsales sur l'Atlantique implique l'existence de thalwegs. Ceux-ci ont une durée de vie plus courte que les dorsales, surtout au niveau 700 hPa relativement bas du géopotentiel analysé par VAUTARD (1990), mais ils viennent fréquemment en incursion au-dessus du Sahel (NICHOLSON, 1981) particulièrement pendant les saisons de transition. Il paraît établi (FLOHN, 1975) que des dépressions soudano-sahariennes peuvent se développer par interaction entre un thalweg supérieur, issu du jet subtropical d'ouest, et des ondes d'est dans la circulation d'est à 850 hPa.

Avant de montrer que le flanc oriental de l'anticyclone des Açores manque de mobilité vers l'ouest et de discuter ensuite des causes possibles de cette erreur systématique, nous allons développer des arguments faisant ressortir

2. Importance des déplacements de l'anticyclone des Açores vers l'ouest

Dans leurs résumés mensuels des types de temps sur l'Afrique de l'Ouest, les prévisionnistes de "l'Agence pour la sécurité de la Navigation Aérienne" (DAKAR) ont défini trois types de temps essentiels :

- AA (anticyclone des Açores et de Libye joutés)
- ATA (ces mêmes anticyclones séparés par un thalweg d'axe méridien généralement sur le proche-atlantique)
- ADA' (Dépression tropicale zonale et renforcement de l'anticyclone de Sainte-Hélène A' au-dessus du Golfe de Guinée).

Lors des années sèches 1972, 1973 ils parlent de type ADA' de configuration complexe et la quasi-absence de type de temps ATA est notoire. Lorsque les pluies reprennent, comme en 1975, le type de temps ATA alterne de façon à peu près équitable avec le type de temps ADA'. Les lignes de grain qui parcourent l'Afrique de l'Ouest semblent se développer autant dans un type de temps que dans l'autre. Nous en déduisons que l'alternance des deux types de temps est favorable à un meilleur développement des lignes de grain. D'autre part il est connu que des anomalies positives des SST dans le Golfe de Guinée accompagnent les sécheresses et réciproquement, que l'upwelling équatorial comme la pénétration des vents de mousson forment un environnement favorable aux années humides à condition que l'Atlantique nord-équatorial et la Méditerranée soient plus chauds que la normale (FOLLAND et PARKER, 1986). Ces résultats devraient impliquer que l'anticyclone A' se développe vers le NW (théorie du forçage équatorial lointain en onde de Kelvin) alors que l'anticyclone des Açores s'éloigne du continent vers l'ouest, dès l'hiver, pour que diminuent les occurrences de type de temps AA favorables à des refroidissements le long des côtes tropicales et subtropicales, par le mécanisme des upwellings.

Par conséquent un préconditionnement des pluies au Sahel semble dépendre en partie d'un déplacement de l'anticyclone des Açores vers l'Ouest. Mais, de la même façon, la substitution d'un type de temps ATA à celui de type ADA' apparaît dans un mécanisme de déplacement vers l'ouest. Par conséquent, en toute saison, une occurrence élevée des types ATA, associée à un déplacement de l'anticyclone des Açores vers l'Ouest, sera une "précondition" ou une condition nécessaires à une meilleure pluviosité au Sahel.

La même constatation découle du champ du Géopotential Z700 en hiver associé au régime de blocage, comparé aux champs des trois autres régimes (Fig.1) zonal, à dorsale atlantique, à anticyclone centré sur le Groenland (VAUTARD, 1990). Les isohauteurs 3100 m coupent la latitude 30 N, à la longitude 20 W dans le cas de blocage et beaucoup plus à l'Est dans les autres cas, respectivement 8 E, 0 E et 17 E.

Les occurrences de blocage dans la région orientale de l'Atlantique et en Europe de l'Ouest sont plus élevées de Janvier à Mai (LEJENAS et OKLAND, 1983) que durant l'été et l'automne (Fig.2) mais c'est d'Avril à Juin qu'une nette discontinuité de répartition apparaît vers la longitude 30 W. D'autre part les déplacements de la zone intertropicale de convergence à 28 W (CITEAU et al., 1988) se distinguent entre les Sahel secs et les sahel humides, par leur mobilité différente entre les mois d'Avril et de Juin : une grande mobilité caractérise les Sahel humides. Nous associons cette mobilité de la ZIC vers le nord à la mobilité de l'anticyclone des Açores vers l'ouest puisque l'intrusion du thalweg supérieur peut en quelque sorte aspirer la ZIC vers le nord. Enfin cette discontinuité longitudinale des blocages trouve une analogie dans une coupure (Fig.3) entre les jets atlantique et nord-africain.

Ces trois résultats sont très crédibles car ils s'appuient sur 30 années d'observations de la hauteur du géopotentiel 500 hPa pour les premiers auteurs cités et sur plus de quinze années d'observations satellitaires du second auteur cité.

Il est important de faire un diagnostic de l'erreur systématique du modèle sur une période de l'année où les régimes de blocage sont suffisamment nombreux pour avoir un impact sur la configuration du champ du géopotentiel de la climatologie et suffisamment discontinus en longitude pour isoler l'erreur systématique qui se développe à partir du continent euro-africain (GALLARDO, 1991). Remarquons que les analogies de discontinuité spatiale signalées pour U200 permettraient de diagnostiquer une erreur de "continuité" entre les jets atlantique et nord-africain.

3. L'erreur systématique de non mobilité vers l'Ouest de l'anticyclone des Açores

Nous comparerons d'abord dans les analyses du CEPMMT, dans un cycle annuel réalisé par une version T 42,15 du modèle EMERAUDE, les déplacements zonaux intermensuels, du mois d'Avril au mois de Juillet, du flanc oriental du maximum des Açores (2850 à 1520 m ou à 1560 m) d'une part, et de l'isohauteur 1480 m d'autre part ; la déformation de cette dernière est associée à l'interaction entre la pénétration de la mousson de SW issue du DRIFT transéquatorial, l'aspiration de la ZIC atlantique et côtière due à l'incursion du thalweg d'altitude (méandre du jet subtropical) et la propagation, vers l'ouest, des lignes de grain due à la fois par une cinétique d'est d'échelle régionale, liée au jet à 700 hPa et par une alimentation en air froid d'altitude supérieure advectée à travers la Méditerranée orientale sur le bord est de l'anticyclone de Libye.

Les analyses du CEP ont été interpolées aux "points de grille" du modèle (communication personnelle de Serge PLANTON) de façon à ne pas introduire d'erreur fictive due à des échelles différentes. Nous admettons qu'aux mois de Juin et Juillet, le système mésoéchelle des lignes de grain aura un impact identique vers l'échelle B supérieure (100 km, 1000 km). En fait les modélistes de la mésoéchelle reconnaissent volontiers que la longévité du système convectif

mésoéchelle (LAFORE et MONCRIEFF, 1989) s'explique plus par l'organisation du champ de vorticité à l'échelle du système entier (supérieure à 300 km) qu'à une échelle convective localisée, d'où des interactions probables avec l'échelle B.

Pour estimer la contribution de l'erreur de mousson de SW du modèle nous avons disposé en regard des déplacements des géopotentiels (Fig.4a) les U850 (Fig.4b).

Nous constatons que d'Avril    Juin, les déplacements du géopotentiel analysés par le CEP sont de 15   de longitude vers l'ouest (anticyclone) ; simulés par EMERAUDE de 15   de longitude vers l'est, entre Avril et Mai. De Mai    Juin, l'isohauteur 1480 m analysé se déplace de 1500 km vers le NE en accord avec l'installation du DRIFT trans  quatorial ; de Juin    Juillet une nette déformation en direction du DRIFT NW apparaît dans les analyses conduisant en Juillet à la structure de DUCT (Fig.5) favorable à la propagation des lignes de grain. Dans la simulation le déplacement erroné vers l'est apparaît entre Juin et Juillet avec un DUCT, 2000 km trop à l'est, 700 km trop au sud et de surcroît peu développé vers l'ouest. Les U850 simulés en Juin et Juillet sont quasi-identiques mais beaucoup trop à l'est, près de 4000 km en Juillet.

Il apparaît que le DRIFT simulé est en relation avec une dépression erronée sur l'Afrique Equatoriale (Bassin du Congo). Par contre, l'importance de la cinétique d'est sur les lignes de grain, nous suggère que l'erre  r de faible développement du DUCT vers l'ouest est plutôt reliée à l'intensité excessive des vents d'ouest d'une façon indirecte : en effet les cartes de la vorticité à 900 hPa en Mars-Avril-Mai et Juin-Juillet-Août (OORT, 1983) comparées à celles de la vorticité et de la composante méridienne à 200 hPa (Fig.6,abc) semblent confirmer le mécanisme d'interaction proposé par FLOHN (1975) entre les thalweg du jet subtropical et la cinétique d'est dans la troposphère inférieure de l'Afrique.

Si ce mécanisme est réaliste, cela implique que le manque de mobilité de l'anticyclone des Açores vers l'ouest est en relation directe avec des erreurs de simulation au niveau du jet subtropical au-dessus de l'Afrique du Nord. L'analogie proposée entre l'erreur de blocage et l'erreur d'humidité implique par conséquent que la cause essentielle d'erreur réside dans une mauvaise simulation des vitesses méridiennes dans la structure du jet d'Afrique du Nord.

Trois arguments appuient cette assertion

- le terme dv/dx de la vorticité à 200 hPa est maximum le long de la côte du Maroc entre 25 et 35 N, de Décembre    Mai.
- L'erreur de blocage européen analys  e par TIBALDI et MOLTENI (1990, illustrée Fig.18d et 19d) a les mêmes orientation et position le long des côtes du Maroc : un tilt SW-NE.

- Les erreurs de blocage du modèle se répercutent de façon plus sensible et plus cohérente sur les tests statistiques (RMS rapportés à ceux de la climatologie et des coefficients de corrélation) relatifs aux vitesses méridiennes supérieures que sur les tests statistiques relatifs aux vitesses zonales supérieures (500 hPa et 200 hPa). En effet il apparaît une droite de régression (Fig.7) sur laquelle on peut apprécier sans ambiguïté la qualité de la prévision : les mois de Décembre-Février correspondant à un sahel humide en été (1986, 1988, 1989) sont assez proches des prévisions à corrélation nulle, alors que les mois d'hiver correspondant à un sahel sec en été progressent vers un coefficient de corrélation voisin de 0,3.

4. Discussion

Pour mieux cerner une erreur systématique de non-blocage avant un impact sur les prévisions probabilistes étendues à l'échéance du mois dans le modèle EMERAUDE, nous avons adopté une approche multisaisonnière afin de pouvoir proposer des mécanismes réalistes, mal simulés au printemps, dès que les occurrences de blocage européen dominant nettement celles de la région atlantique à l'ouest de 30 W. Les effets de ces mécanismes, mobilité vers l'ouest des géopotentials à l'est du maximum anticyclonique des Açores et aspiration de la zone intertropicale de convergence au-dessus de l'Atlantique se répercutent en été sur une augmentation des pluies au Sahel. Les causes d'erreur régionale, au niveau du pôle cyclonique du dipôle de blocage doivent être recherchées dans une simulation déficiente de la vorticité positive liée à la structure du jet au-dessus de la côte nord-marocaine mais aussi à un manque d'interaction avec la vorticité de la couche inférieure.

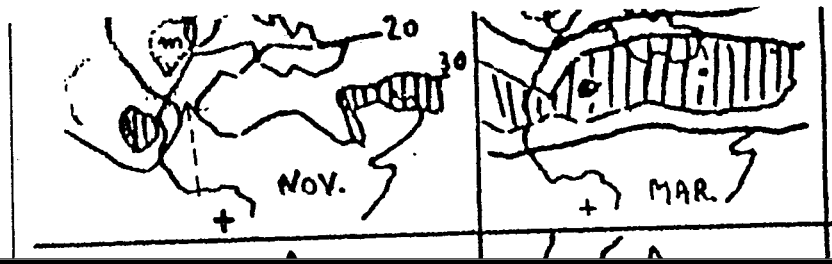
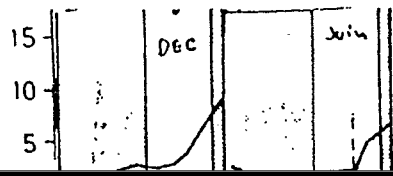
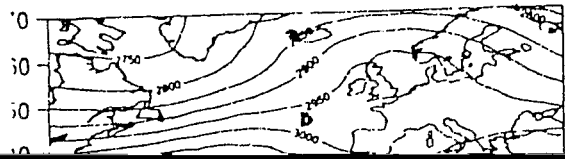
L'évolution spatio-temporelle des vitesses méridiennes le long du continent euro-africain entre 15 N et 45 N demande un diagnostic sur les moyennes décadaires de Février   Juin. Le terme dv/dx de la vorticité passe par un maximum dans une zone étroite, de largeur inférieure à 500 km. Une augmentation de la résolution horizontale serait sans doute un facteur essentiel dans l'optique d'une meilleure prévision des blocages d'hiver et de printemps sur l'Atlantique est et l'Europe.

Le flanc oriental de l'anticyclone dont nous avons montré le déplacement erroné vers l'est, est inclus dans la fig. 4 de l'étude de VAUTARD, dans une bande de longitude où s'exerce un bon couplage entre les petites et grandes échelles du régime de blocage. Au contraire, les trois autres régimes ont un couplage négligeable dans cette zone. Dans une étude diagnostique des erreurs (U,V,Z)500 de l'hiver 84-85, où le régime d'anticyclone sur le Groenland était dominant, l'auteur a trouvé une erreur minimum sur la région atlantique, une erreur cyclonique importante sur l'Europe N et anticyclonique vers l'Amérique du Nord. A 50-60 N pour l'ensemble des hivers 1984 à 1990 l'erreur sur U500 entre 60 W et 60 E est extr mum

(vers l'est ou l'ouest) dans le domaine de longitude 40 W-10 E. Il faudrait s'assurer que l'erreur du modèle est anticyclonique au nord de la "région d'entrée" des deux jets et qu'elle est cyclonique au nord de leur sortie. L'erreur de "surpression" qui se développe de Mars à Mai dans l'anticyclone des Açores est accompagnée aux hautes latitudes d'une erreur de "dépression" qui s'étire jusqu'au nord de la Scandinavie d'où le "gonflement" de l'erreur de vitesse zonale. Or une étude des flux transitoires d'énergie potentielle (ALESTALO, 1980) intégrés verticalement sur l'Europe en hiver montre que leurs trajectoires ressemblent aux erreurs d'étirement signalées ci-dessus, c'est à dire une propagation vers l'est au nord de l'atlantique, vers l'ouest au large de l'Espagne et vers le SW au-dessus de l'Europe, avec des géopotentiels maximums, d'une part entre l'Islande et l'Irlande, d'autre part à l'est de la Scandinavie. L'erreur du modèle semble donc se propager sur le même parcours que les tourbillons de petite échelle. Comme l'erreur de Blocage européen (TIBALDI et MOLTENI, 1990) est elle-même un dipôle de signe opposé, nous en déduisons que l'erreur essentielle du modèle vient du signe du couplage des petites échelles avec les grandes échelles. Et par conséquent d'un problème théorique de paramétrage des interactions entre les échelles inférieures à la grille du modèle et son échelle de grille. Une étude statistique de l'effet de couplage (THOMPSON, 1988) indique qu'il est produit par le transport de vorticité des petites échelles, transport induit lui-même par la déformation des champs non-résolvables par le mouvement résolvable. La conclusion est que le transport diffusif de la vorticité moyenne pourrait se faire parfois à contre-gradient par effet statistique de couplage (coefficient de diffusivité turbulente positif).

REFERENCES

- ALESTALO, M. 1980 : Atmospheric energy fluxes over Europe. *Tellus*, 32, 500-510
- CHARON, I., M. DEQUE and J.F. ROYER, 1989 : Simulation of stationary and transient eddies with the french spectral GCM. Colloque Hambourg.
- CITEAU, J., G. MAME et H. DEMARCQ. 1989 : Position de la zone intertropicale de convergence   28  ouest. *Veille clim. Satell.* 16, 1-4.
- DEQUE, M. 1990 : Impact of prescribed sea surface temperatures on extended range forecasting. *Journal of Marine Systems* 1, 61-70.
- FLOHN, H. 1975 : Tropische Zirkulations. Formen in lichte der satellitenaufnahmen. *Bonner. Meteor. Abhandlungen* 21, 82 pp.
- FOLLAND, C.K., T.N. PALMER et D.E. PARKER, 1986 : Sahel Rainfall and Worldwide Sea Temperatures, 1901-85 - *Nature* 320, 602-607.
- GALLARDO, Y. 1991 : Rapport d'activités 1989-91 au Centre National de Recherches Météorologiques - DOC, D.G. TOULOUSE, 7 pp.



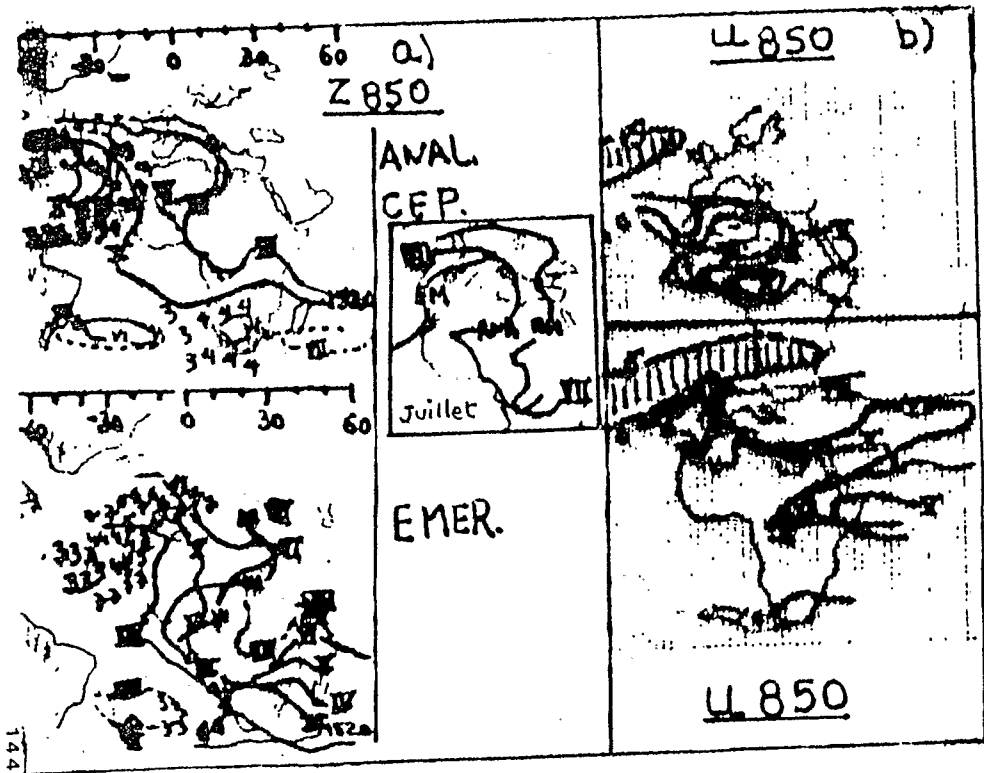
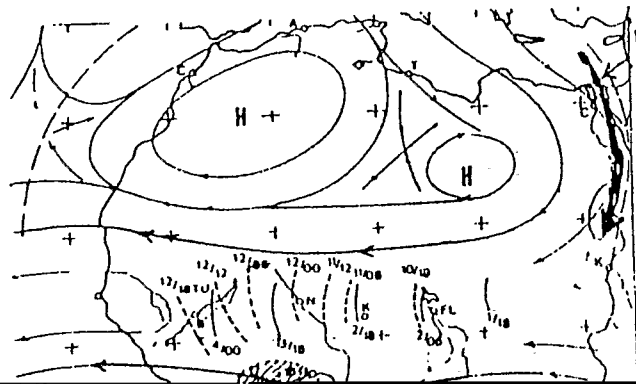


FIGURE 4



hPa
-7
-8

V500
J = 18-20
(EUROPE)

Sahel sec
pp 03,07,20

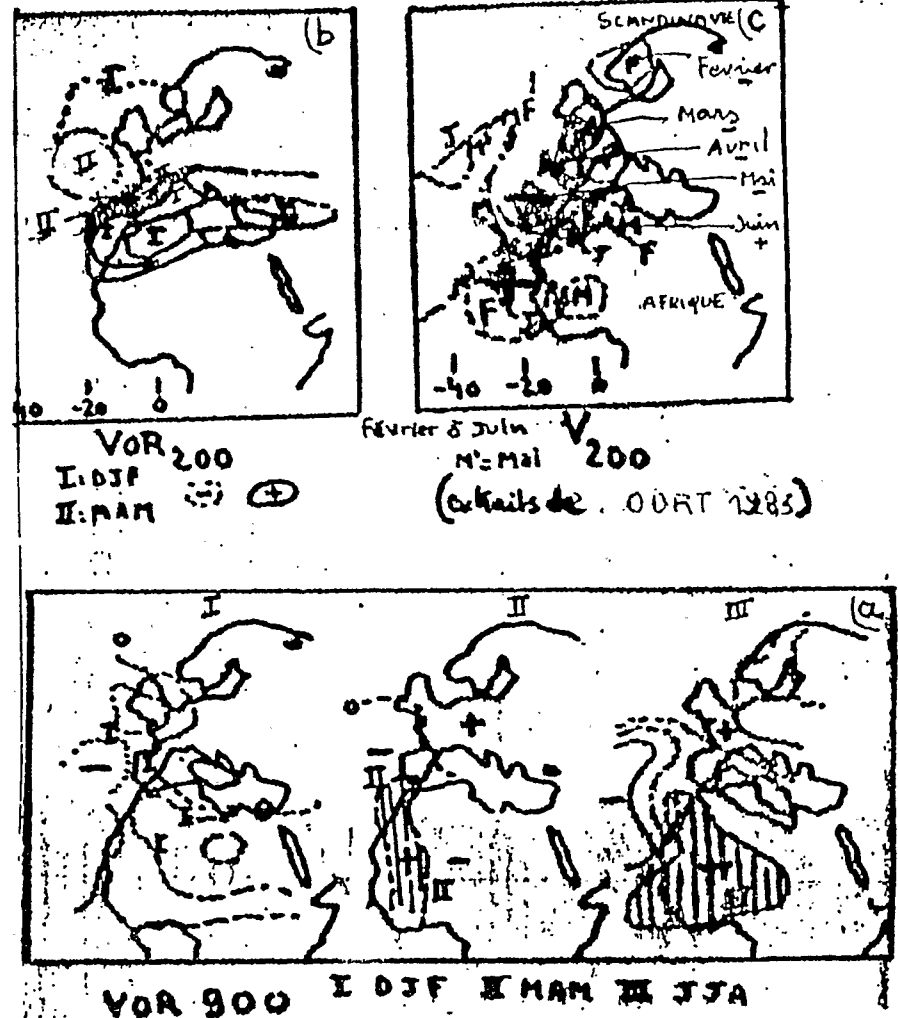


FIGURE 6

Position SIC
(Cite 20 et al)

10
9
8
7
6

LEGENDES

- Figure 1 : Longitude très différente de $Z = 3100$ dans le régime de blocage (ext. VAUTARD, 1990)
- Figure 2 : Discontinuité zonale de la fréquence des blocages à 500 mb (ext. LEJENAS, 1983)
- Figure 3 : La coupure entre les jets atlantique et nord-africain (ext. DE OORT, 1983)
- Figure 4 : Erreurs de déplacements (et de déformations) du Géopotentiel (a) et de la vitesse zonale (b), à 850 hPa, de mars à juillet.
- Figure 5 : Situation à courant équatorial type (DUCT) carte à 700 et 500 mb.
- Figure 6 a, b, c, : Développement d'une vorticité positive à 900 hPa au printemps et en été (a) ; extension de la vorticité positive à 200 hPa vers les Açores entre l'hiver et la printemps (b) ; propagation de "champs"   vitesse méridienne sud (-) de février à Mai, vers l'w de Gibraltar depuis la Scandinavie (c).
- Figure 7 : Les ACC et RMS rapportés à la climatologie les hivers précédant un Sahel sec ($ACC \sim 0.3$) ; un Sahel humide ($ACC < .2$)
- Figure 8 : Déplacements et positions de la Z.I.C. au printemps avant un Sahel sec ou humide.

MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DU LOGEMENT,
DU TRANSPORT ET DE L'ESPACE

DIRECTION DE LA METEOROLOGIE NATIONALE



ATELIER
DE
MODELISATION
DE
L'ATMOSPHERE

"CLIMAT ET ATMOSPHERE A GRANDE ECHELLE"



TOULOUSE
26, 27 NOVEMBRE 1991