

Thèse

présentée

À L'UNIVERSITE ABDOU MOUMOUNI de NIAMEY

pour obtenir le grade de

**Docteur Ès Sciences
(Docteur d'Etat)**

par

Madé FODE

**Caractéristiques des Perturbations Synoptiques
Observées en Afrique de l'Ouest
en Période de l'Expérience WAMEX :
Analyse Spectrale et Théorique**

Soutenue publiquement le 15 Juin 1994 devant la Commission d'Examen :

P. FOULANI (Niamey)	Président
A. CHAPUIS (Toulouse)	Examineur
A. BEN MOHAMED (Niamey)	Examineur
P. ASSAMOI (Abidjan)	Rapporteur
A. VILTARD (Créteil)	Rapporteur
H. ISAKA (Clermont-Fd)	Directeur de Thèse

**"The search of truth is in one way hard and in one way easy,
For it is evident that no one can master it fully nor miss it wholly".**

ARISTOTLE

A la mémoire de mon père

A ma mère

A mes enfants

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué au Laboratoire Associé de Météorologie Physique (LAMP) de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand II en France. Le séjour a été rendu possible grâce à une bourse de stage de la Coopération Française. Aussi je remercie toutes les personnes morales ou physiques qui ont permis l'aboutissement de ce travail et qui ne peuvent être toutes citées ici.

Ma gratitude à Feu le Professeur R.G. SOULAGE, alors directeur du LAMP, qui a bien voulu m'accueillir, de nouveau après ma thèse de 3^e Cycle, au sein du Laboratoire. Que son âme repose en paix, amen.

Ma gratitude va également au Professeur P. FOULANI qui a accepté de présider la soutenance de cette thèse.

Ma reconnaissance au Professeur Harumi ISAKA qui m'a proposé le sujet et a accepté de m'encadrer, de nouveau après ma thèse de 3^e Cycle.

Mes sincères remerciements au Professeur A. CHAPUIS du Laboratoire d'Aérodynamique de l'Université Paul Sabatier de Toulouse qui m'a encouragé et soutenu jusqu'à l'aboutissement de ce travail et qui a accepté d'examiner cette thèse.

Je suis très honoré par la présence dans le jury du Professeur A. VILTARD. Qu'il trouve ici l'expression de mes sincères remerciements.

J'exprime ici ma gratitude aux Professeurs P. ASSAMOÏ et A. Ben MOHAMED pour l'intérêt qu'ils ont manifesté pour ce travail et d'avoir bien voulu accepter de faire partie du jury.

Que Messieurs B. GUILLEMET, Y. POINTIN, A. NOUAILLER et Mme LECAM trouvent ici l'expression de mon amitié pour l'aide qu'ils ont bien voulu m'apporter dans l'avancement de ce travail.

Table de Matières

Introduction	p. 1
Chapitre - I Ondes Synoptiques dans la Région Tropicale : Connaissances Expérimentales et Théoriques	p. 5
I Ondes Synoptiques Observées dans les Régions Tropicales	p. 5
I-1) Ondes dans la basse stratosphère et la haute troposphère.	p. 7
a) Ondes de périodes 4 - 5 jours	p. 7
b) Ondes de périodes 8 - 15 jours	p. 12
c) Ondes dans la basse stratosphère et la haute troposphère observées dans d'autres régions	p. 13
d) Synthèse sur les ondes dans la basse stratosphère et la haute troposphère	p. 14
I-2) Ondes dans les basse et moyenne troposphères	p. 15
a) Ondes d'est	p. 16
b) Ondes de Haurwitz	p. 19
c) Synthèse sur les ondes dans la basse et moyenne troposphère	p. 21
I-3) Classification des ondes observées dans les régions tropicales	p. 21
1) Ondes de Kelvin	p. 22
2) Ondes de Rossby-gravité	p. 22
3) Ondes de Rossby	p. 22
4) Ondes d'Est	p. 23
5) Diverses ondes non-classées	p. 23
II Analyses Théoriques des Ondes Équatoriales	p. 25
II-1) Théorie des ondes équatoriales	p. 25

III	Mécanismes de Développement des Ondes Tropicales	p. 29
III-1)	Association entre l'oscillation quasi-biennale et les ondes équatoriales	p. 29
III-2)	Mécanismes de développement des ondes	p. 30
a)	Effet diabatique de la convection profonde	p. 31
b)	Instabilités barotrope et barocline	p. 33
c)	Transfert méridien de l'énergie	p. 36

Chapitre - II Données et Méthodes d'Analyse p. 38

I	Sources des Données	p. 38
II	Procédure d'Analyse Préliminaire et de Filtrage des Données	p. 38
II-1)	Élimination des oscillations de Haurwitz	p. 39
II-2)	Préparation des données pour l'analyse spectrale	p. 39
II-3)	Critère de choix des stations retenues	p. 40
III	Principe de l'Analyse Spectrale	p. 40
III-1)	Introduction	p. 40
III-2)	Aperçu sur la Méthode de l'Entropie Maximum	p. 40
a)	Détermination des coefficients du filtre	p. 42
b)	Détermination de la longueur du filtre linéaire	p. 44

**Chapitre-III Résultats d'Analyse :
Champs Moyens et Variations Régionales p. 46**

I	Variations Temporelles des Valeurs Moyennes par Bandes de Latitudes	p. 46
I-1)	Pression	p. 46
I-2)	Température	p. 48
I-3)	Vent	p. 49
I-4)	Conclusion	p. 49

II	Différences Régionales des Fluctuations de la Pression et de la Température	p.50
II-1)	La Pression au sol	p. 50
II-2)	Température au sol	p. 52
II-3)	Conclusion	p. 53
III	Anomalies Régionales des Fluctuations des Paramètres P, T, U et V	p. 53
III-1)	Anomalies régionales du champ de pression au sol	p. 54
III-2)	Anomalies régionales du champ de température au sol	p. 56
III-3)	Anomalies régionales du champ de vent au sol	p. 58
Chapitre-IV Caractéristiques des Ondes Africaines Observées pendant la Période WAMEX		p. 60
I	Spectres des Variables Météorologiques P, T, V	p. 60
I-1)	Caractéristiques des ondes de période 6 - 7 jours	p. 64
a)	Variations géographiques et temporelles	p. 64
	- Pression au sol	p. 64
	- Température au sol	p. 66
	- Vent au sol	p. 69
	- Conclusion	p. 69
b)	Caractéristiques de propagation	p. 70
	- Pression au sol	p. 70
	- Température au sol	p. 72
	- Vent au sol	p. 74
	- Conclusion	p. 76
II	Ondes de Période de 4 - 5 Jours	p. 76
a)	Variations spatiales de la densité spectrale du paramètres P au sol	p. 76
b)	Variation de la Phase avec la distance entre les stations	p. 77

c)	Variations spatiales de la densité spectrale du paramètres T au sol	p. 80
d)	Variations de la phase avec la distance entre les stations	p. 82
e)	Variations spatiales de la densité spectrale de la composante méridienne V du vent au sol	p. 84
f)	Variations de la phase avec la distance entre les stations	p. 84
III	Comparaison de nos Résultats avec ceux obtenus antérieurement	p. 89
IV	Conclusion	p. 91
 Chapitre V Caractéristiques des d'Est dans un Modèle Barocline à Deux Couches		p. 94
I	Introduction	p. 94
II	Analyses des Situations Météorologiques pour WAMEX	p. 99
	II-1) Structures verticales	p. 99
	II-2) Circulations synoptiques dans les basses couches	p.100
III	Présentation du Modèle Barocline à Deux Couches	p.101
	III-1) Hypothèse	p.101
IV	Résultats du Modèle à Deux Couches	p.103
V	Conclusion	p.104
 Conclusion Générale		p.106
 Bibliographie		p.109

INTRODUCTION

La circulation perturbée d'échelle synoptique dans les régions tropicales avaient fait l'objet de nombreux travaux aussi bien dans les régions du Pacifique que dans les Caraïbes, l'Atlantique-est et l'Afrique. Ces travaux ont concerné la troposphère ainsi que la stratosphère depuis les études de RIEHL (1945) sur les ondes d'Est dans les Caraïbes.

L'origine africaine de certaines perturbations tropicales observées dans les Caraïbes et l'Atlantique-est fut remarquée et dès lors une étude intense était menée sur les caractéristiques et les origines des ondes d'est qui se forment sur le continent africain. A la suite des nombreux travaux entrepris sur les ondes d'est en milieu tropical, d'autres types d'ondes furent découverts aussi bien dans les régions du Pacifique qu'en Afrique

L'intérêt que l'on porte aux ondes synoptiques en Afrique de l'Ouest s'explique aussi par le fait que l'abondance des précipitations dans cette région est étroitement associée au développement de ces ondes en saison de la mousson. En effet, l'association de phénomènes convectifs avec les ondes et leur organisation par ces ondes sont souvent évoquées en tant que source d'énergie nécessaire au développement et au maintien de ces ondes. Ainsi, il nous apparaît essentiel de bien comprendre le mécanisme de génération de ces ondes et les conditions météorologiques associées à cette génération; ceci d'autant que le problème de l'évolution climatique attire l'attention particulière des météorologistes et des physiciens de l'atmosphère.

Les caractéristiques des ondes tropicales rapportées dans les nombreux travaux jusqu'ici effectués ne permettent pas une classification aisée des divers types d'ondes observées dans les régions tropicales. Une certaine confusion existe au niveau de la terminologie ; le terme ondes d'est utilisé initialement pour parler d'ondes mises en évidence dans un écoulement est-ouest présentent des caractéristiques bien définies : une période moyenne de 3.5 jours, une longueur d'onde moyenne de 2500 km et une vitesse de propagation est-ouest de l'ordre de 8ms^{-1} ; mais dans de nombreux travaux sur les ondes en milieu tropical, on rapporte d'autres ondes qui, bien que se propageant d'est en ouest, ne présentent pas les caractéristiques définies ci-dessus et qui sont aussi appelées ondes d'est.

Cette impression de confusion résulte aussi du fait que les études des ondes d'est ont été entreprises dans différentes régions tropicales (Océan Pacifique, Océan Indienne et Océan Atlantique). Ces régions tropicales étant caractérisées par des champs météorologiques manifestement différents (faible baroclinicité dans la Pacifique et très forte baroclinicité dans

l'Afrique de l'Ouest), les ondes d'est doivent refléter cette différence régionale dans leurs structures dynamiques, mais aussi dans leurs caractéristiques cinématiques.

Une autre difficulté qu'on rencontre dans la classification de ces ondes vient de la diversité et du recouvrement partiel de leurs caractéristiques (période, longueur, vitesse de propagation). Cette grande diversité des caractéristiques et leur recouvrement partiel viendraient du fait que les nombreux chercheurs avaient utilisé des techniques de travail variées comportant leurs avantages et leurs inconvénients. Ainsi nous notons:

- des études de cas de perturbations dans les régions clairement délimitées, dont sont déduites des caractéristiques bien déterminées des ondes observées :Riehl (1945, 1954), Carlson (1969a, b);

- des études utilisant la méthode composite qui permet d'analyser la structure dynamique et thermodynamique d'une onde particulière: Reed et Recker (1971); De Félice et al. (1990)

- des études utilisant les techniques d'analyse spectrale qui ne permettent de considérer que la partie périodique de la perturbation ; la période étant approximativement constante bien que dans l'atmosphère les mouvements aient des périodes variables :Burpee (1972, 1974, 1975), Viltard et De Félice (1979), C. Ouss (1980), Mouzna (1984), etc.

Ces deux dernières méthodes permettent de dégager une caractéristique moyenne des ondes observées contrairement à la première.

Les études sur les ondes en Afrique de l'ouest concernent essentiellement la période la plus active de la mousson où les ondes sont très bien développées Burpee (1974, 1976) ; Reed et col. (1977 ; Albignat et Reed (1980) ; Mouzna (1980). Dans la majorité de ces cas les résultats sont obtenus par analyse spectrale basée sur la méthode d'autocorrélation. Ces ondes sont plus actives au nord de la latitude 10°N. La répartition géographique de la densité spectrale de puissance montre l'existence de deux noyaux de valeurs maximales, l'un vers les régions cotières de l'ouest, l'autre à l'est du méridien de Greenwich. Ces deux noyaux sont séparés par une zone de faibles valeurs de la densité spectrale de puissance (Albignat et Reed, 1980 ; Mouzna, 1984). La raison d'une telle distribution n'a pas été donnée.

De Félice et col. (1990) en utilisant les produits du modèle du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen terme (C E P M M T) de Reading sur l'Afrique de l'ouest ont montré l'existence d'ondes en propagation de période 6-9 jours dans une région très limitée à l'ouest du méridien de Greenwich. Ces ondes présentent une certaine intermittence.

Viltard et col. (1990) en utilisant les produits du modèle du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen terme (C E P M M T) de Reading sur l'Afrique de l'ouest ont montré l'existence de vortex cycloniques stationnaires pendant les mois d'été des années 1980-1982 et 1985-1987. Ces vortex sont centrés à $20^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{W}$; $17.5^{\circ}\text{N}-12.5^{\circ}\text{E}$ et $12.5^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{E}$. Aucune relation entre ces vortex n'a été donnée.

Il est bon de rappeler ici que malgré la mauvaise qualité des données en altitude par rapport à celles au sol sur l'Afrique de l'Ouest la plupart des résultats sur les ondes d'est ont été obtenus à partir de celles là même. Les études ont surtout porté sur la où les ondes sont très actives. La période intermédiaire n'a pas fait l'objet d'étude intense en Afrique de l'Ouest et les données de surface moins exploitées.

Lorsque l'on se limite aux caractéristiques des ondes d'est africaines, elles sont essentiellement issues des travaux basés sur les données de l'expérience ETGA. Cela signifie qu'elles sont issues d'une seule année particulière. Ainsi, les travaux préliminaires de Mouzna (1984) avec les données de l'expérience WAMEX semblaient donner les caractéristiques des ondes d'est sensiblement différentes de celle de l'ETGA. Les données en altitude de WAMEX avaient malheureusement une étendue spatiale plus limitée que l'ETGA pour mener à bien une analyse détaillée des caractéristiques des ondes d'est. Afin de remédier cette lacune des données en altitude, nous avons entrepris l'analyse de données au sol, ce qui n'avait jamais été entrepris jusqu'ici.

Ces données au sol sont plus nombreuses et plus régulières du point de vue des observations ; ainsi elles permettent une analyse plus fine que celle faite avec les données en altitude. Par ailleurs, l'utilisation de ces données nous permet d'entreprendre l'étude des ondes synoptiques en saison de transition avant l'arrivée de la mousson, alors que les études antérieures s'intéressaient essentiellement aux ondes synoptiques en saison de la mousson. En effet, seule l'analyse de Burpee(1972) a abordé précédemment, de façon sommaire, l'étude de l'existence des ondes synoptiques hors de la saison de la mousson. Les ondes d'est ont été observées principalement en saison de la mousson, et très peu en saison de transition, alors que les traits caractéristiques (présence du jet de basse couche, baroclinicité des champs météorologiques dus à la

présence du contraste "continent - océan", etc.) ne diffèrent pas fondamentalement entre les deux saisons. Par conséquent, on peut espérer qu'une étude de perturbations synoptiques en saison de transition permette d'apporter des éléments utiles à la compréhension des ondes d'est africaines.

Dans ce travail nous avons donc procédé à l'analyse spectrale des champs de paramètres météorologiques observés au sol (pression (P), vent (V composante méridienne) et température (T)) durant la campagne WAMEX (West African Monsoon Experiment) qui s'était déroulée du 1^{er} mai au 30 août 1979. Nous essayerons :

- de mettre en évidence les caractéristiques des ondes contenues dans les fluctuations de ces paramètres surtout pour la période intermédiaire,
- d'apporter une explication à la répartition de la densité spectrale observée,
- de voir quelle relation possible existe entre ces noyaux de vortex cycloniques.

Ce travail est subdivisé en cinq chapitres:

- Le **Chapitre I** est consacré à un aperçu sur les ondes observées en milieu tropical et leurs caractéristiques et à un rappel de la théorie des ondes équatoriales ;
- Le **Chapitre II** traite des données et des méthodes d'analyse utilisées ;
- Le **Chapitre III** présente les caractéristiques régionales des fluctuations des paramètres météorologiques ;
- Les caractéristiques de propagation des ondes observées à partir de l'analyse des données au sol durant la campagne WAMEX sont décrites dans le **Chapitre IV**;
- Ces ondes ont été ensuite étudiées à l'aide d'un modèle barocline à deux niveaux et leurs caractéristiques comparées aux résultats d'analyse spectrale. Ceci fait l'objet du **Chapitre V**.
- Enfin nous terminons la présentation de ce travail par une **Conclusion Générale**.

CHAPITRE - I

ONDES SYNOPTIQUES DANS LA RÉGION TROPICALE : Connaissances Expérimentales et Théoriques

Les ondes atmosphériques de l'échelle synoptique observées dans les régions tropicales présentent des caractéristiques de propagation (période, longueur d'onde, vitesse et direction de propagation) très variées selon les altitudes, les régions, les saisons et les années.

Nous donnons tout d'abord une brève description des caractéristiques de ces ondes observées dans les régions tropicales du Pacifique, de l'Atlantique, de l'Afrique et de l'Océan Indien. Cette synthèse est préparée avec le souci de faire une synthèse aussi claire que possible de ces ondes, mais également avec le but de faire ressortir la spécificité des ondes en Afrique de l'Ouest. Pour faciliter cette classification, nous donnons une brève description de caractéristiques de ces ondes selon leurs niveaux, leur période et les régions concernées.

Après cette synthèse, nous essayons de donner une analyse théorique des ondes atmosphériques dans les régions tropicales. Ceci permet d'identifier la nature de certaines ondes observées et de préciser le mécanisme de leur développement et leur source d'énergie. Toutefois, cette analyse théorique ne permettra pas de procurer un moyen d'identification pour toutes les ondes observées.

I - Ondes Synoptiques Observées dans les Régions Tropicales

L'analyse d'échelle des équations de mouvement et de la chaleur, appliquée aux régions tropicales, montre que du fait de la faible valeur du nombre de Rossby, due à une faible valeur du facteur de Coriolis, dans la région tropicale, les perturbations d'échelle synoptique ont une faible variation de la pression et de la température. Il y a aussi une dissociation entre les perturbations dans la troposphère supérieure et celles dans la troposphère inférieure en absence de processus diabatique, la convection profonde (Holton, 1979). Cette dissociation des ondes entre les basse et moyenne troposphères et la haute troposphère et la basse stratosphère nous amène donc à distinguer deux couches pour la classification des ondes atmosphériques tropicales:

-basse stratosphère et haute troposphère

-basse et moyenne troposphère.

Toutefois, avant de décrire les caractéristiques des ondes dans ces couches, nous devons donner une très brève description de l'oscillation quasi-biennale du vent zonal dans la stratosphère supérieure, découverte par Ebdon (1961), Reed et al.(1961), car le développement des ondes dans la stratosphère inférieure est étroitement associé à cette oscillation. La figure I-1, extraite de Maruyama (1973), montre l'évolution du vent zonal au-dessus de l'Océan Indien pour une période de 5 ans. Le vent zonal au-dessus de 100 hPa change sa direction avec une périodicité quasi-biennale. Il est maintenant bien établi que ce changement de la direction du vent est dû à l'absorption de la quantité de mouvement transportée par les ondes à propagation verticale au niveau critique (Lindzen et Holton, 1972). Quant à l'oscillation semi-annuelle du vent zonal dans la partie inférieure de la stratosphère, découverte tout d'abord par Reed (1965), son origine n'est pas encore totalement établie, bien que l'on puisse suspecter aussi l'association de cette oscillation aux ondes équatoriales dans la stratosphère (Hirota, 1978; 1979).

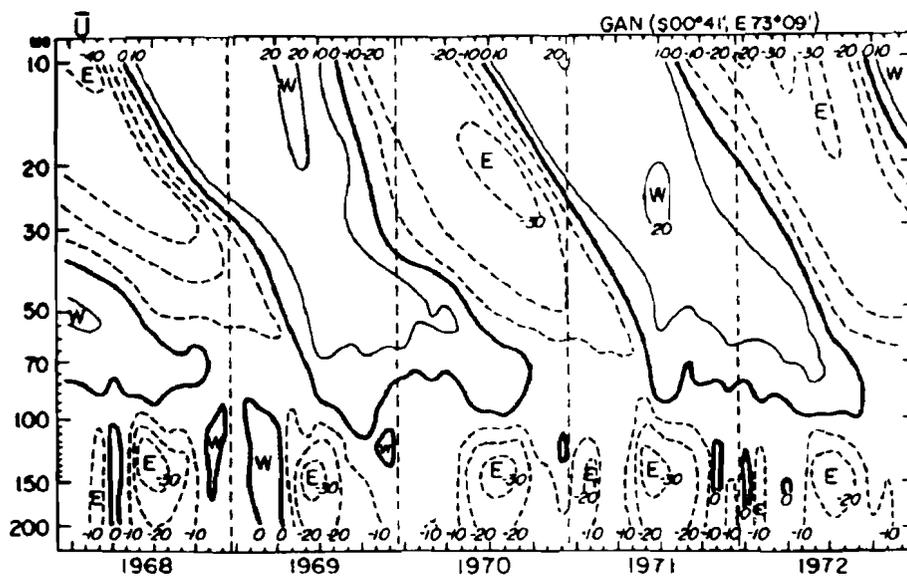


Fig. I - 1 : Coupe Verticale et Temporelle de la Moyenne Mensuelle du Vent Zonal à Gan (Maruyama, 1973)

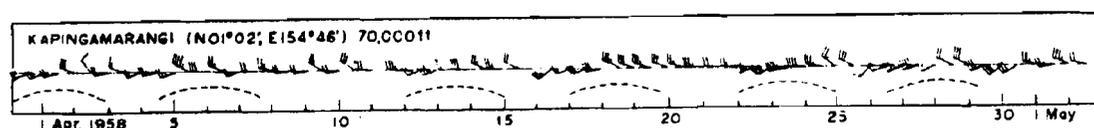
Nous revenons maintenant aux ondes synoptiques observées dans chacune des deux couches définies ci-dessus. Nous classons tout d'abord ces ondes selon leur période et examinons leur longueur d'onde, leur vitesse de propagation et leur direction de propagation. Nous définissons la limite inférieure de la haute troposphère au niveau 300 hPa, un choix tout à fait arbitraire.

I-1) Ondes dans la basse stratosphère et la haute troposphère.

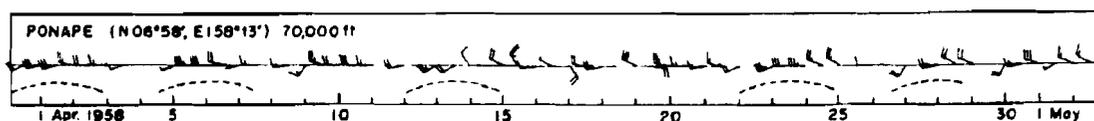
Nous discuterons ici des ondes de période, respectivement, de 4-5 jours et 8-15 jours.

a) Ondes de période 4-5 jours

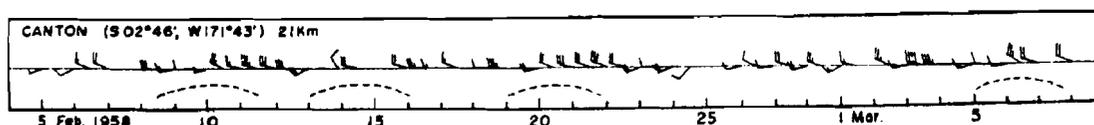
La figure I-2 représente la variation temporelle du vent observé à 21 km d'altitude à 4 stations situées dans le Pacifique équatorial. Le changement de la direction du vent, de l'ouest-sud-ouest à l'ouest nord ouest, s'y produit avec une période de 4-5 jours pour ces 4 stations. Sur la figure I-3, le vent avec une composante du sud (ou nord) apparaît généralement à la station située la plus à l'est, et ensuite apparaît aux stations situées plus à l'ouest. Ceci dénote la présence d'un phénomène de la propagation de ce changement du vent de l'est vers l'ouest. La longueur longitudinale de ces ondes a été estimée de 10000 km, la période de 4-5 jours et la vitesse de propagation de 23 m/sec.



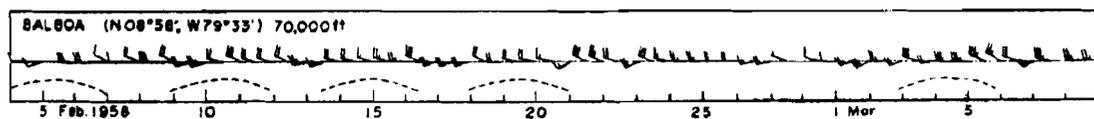
Station : Kapingamarangi (70 000 ft) Avril 1958



Station : Ponape (70 000 ft) Avril 1958



Station : Canton (21 km) Février - Mars 1958



Station : Balboa, Canal Zone, (70,000 ft) Février - Mars 1958

Fig. I - 2 : Variation de la Direction du Vent à Courte Période dans la Basse Stratosphère (Maruyama, 1966)

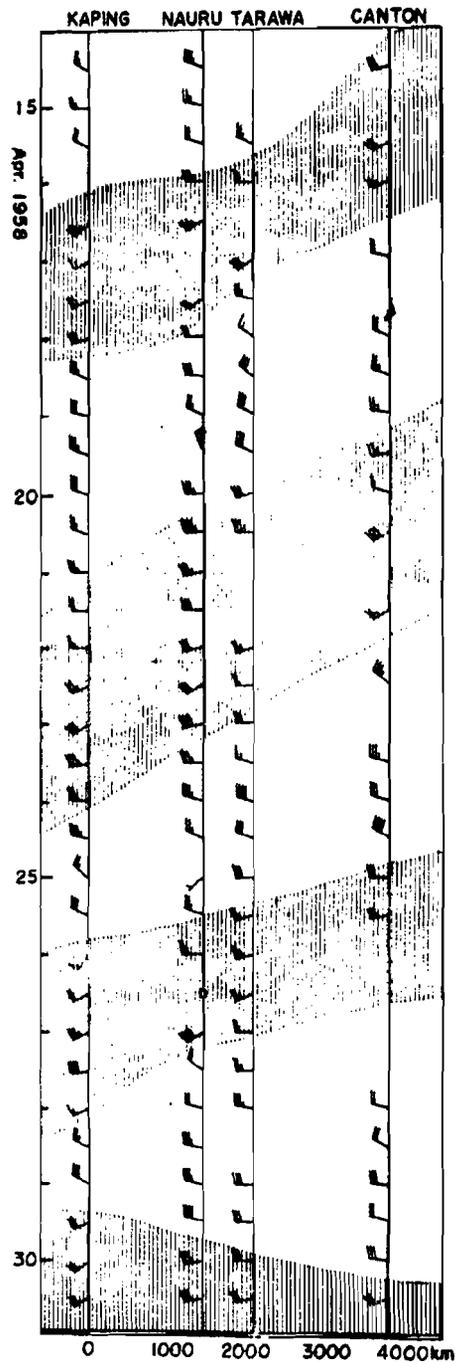


Fig. I - 3 : Vent à 21 km à Kapingamarangi, Nauru, Tarawa et Canton (du 15 au 30 Avril 1958) (Yanai et Maruyama, 1966)

L'existence de ces ondes avec une période de 4-5 jours a été confirmée tout d'abord par Maruyama (1967; 1968) par l'analyse spectrale des fluctuations de la composante méridienne du vent et de la température. D'autres études ont apporté également la confirmation sur l'existence de ces ondes (Yanai et al., 1968; Yanai et Hayashi, 1969). La figure I-4, reproduite de Yanai et al. (1968), montre la variation en fonction de l'altitude du spectre de la composante méridienne du vent et le profil vertical du

vent pour la station de Canton (3°S, 172°W). L'intensité spectrale pour la période 4-5 jours est maximale vers 12 - 16 km où le vent d'ouest est dominant et elle décroît au-dessus et au-dessous de cette couche; nous reviendrons plus tard sur la relation entre ces ondes et le profil vertical du vent zonal. Quant à l'oscillation d'environ 10 jours de période présente sur cette figure, nous en parlerons dans le paragraphe suivant.

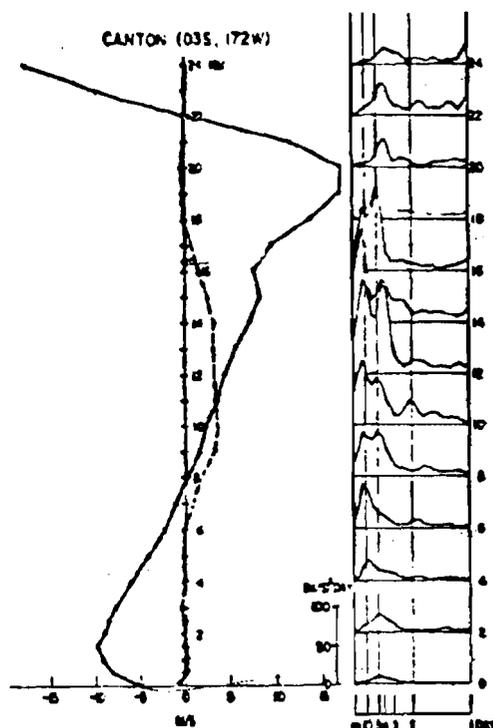


Fig. I - 4 : Profil Vertical du Spectre d'Énergie de la Composante Méridienne du Vent à Canton

Les Profils du Vent Zonal (trait pleins) et du Vent Méridien (trait pointillés) sont donnés à gauche (Yanai et al.,

Yanai et al.(1968) ont estimé la longueur de ces ondes de période 4-5 jours par analyse du déphasage en fonction de la distance longitudinale. Le déphasage d'onde au niveau de 15 km varie linéairement avec la distance entre deux stations et la longueur d'onde est estimée d'environ 10000 km. Nitta (1972) a estimé, pour sa part, que ces ondes ont une longueur d'onde d'environ 8000 km, une valeur inférieure à 10000 km, mais identique à celle estimée par Chang et al. (1970).

Quant à la structure verticale, elle a été étudiée selon la méthode habituelle, qui consiste à étudier le déphasage et la cohérence des fluctuations en fonction de l'altitude.

D'après la figure I-5, l'axe vertical de ces ondes est inclinée de l'est vers l'ouest avec l'altitude dans la couche autour de 100 hPa. La phase d'onde est donc en avance dans la partie supérieure de cette couche par rapport à celle dans la partie inférieure, alors que dans la basse troposphère l'axe de l'onde est inclinée de l'ouest vers l'est avec l'altitude. En supposant que les ondes dans la troposphère supérieure et celles dans la troposphère inférieure l'altitude sont indépendantes entre elles, on peut estimer que la longueur d'onde verticale est de l'ordre de 8 km (Yanai et al., 1968).

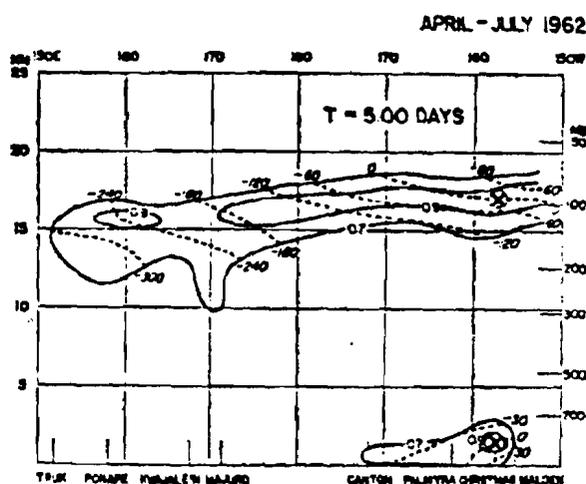


Fig. I - 5 : Répartition Spatiale de la Cohérence et du Déphasage (Yanai et al. , 1968)

L'extension méridienne de ces ondes a été étudiée par l'analyse de la variation géographique de l'intensité de ces ondes (Yanai et Maruyama, 1967; Maruyama, 1967; Yanai et al., 1968; Nitta, 1972 etc.). L'amplitude de ces ondes de 4-5 jours de période décroît lorsque l'on s'éloigne de l'équateur (figure I-6). Ceci signifie que ces ondes sont centrées autour de l'équateur.

Ces ondes sont souvent dénommées "**ondes de Yanai et Maruyama**", d'après les deux chercheurs qui les avaient mises en évidence pour la première fois. Elles sont appelées également "**ondes de Rossby**" pour des raisons que nous verrons plus loin.

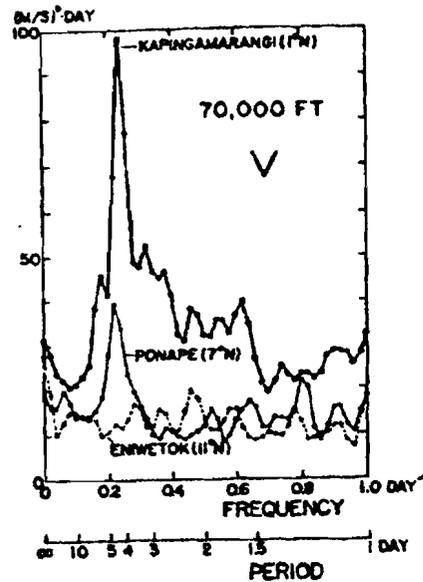


Fig. I - 6 : Spectres du Vent Méridien à 24 km (20/03 à 31/07 1958) en fonction de la Distance à l'Equateur (Yanai et Maruyama, 1966)

D'autres ondes se présentent aussi avec une période similaire, mais d'une longueur d'onde longitudinale entre 3500 km et 6000 km. C'est ainsi que Reed et Recker (1971) ont découvert l'existence d'ondes de période 5 jours, de longueur 3500-4000 km qui se propagent d'est en ouest à la vitesse de 9 m/s. Les amplitudes de ces ondes détectées dans les fluctuations de la composante méridienne du vent atteignent 2-3 m/s au niveau de pression 175 hPa. Wallace (1971), Nitta (1972) ainsi que de nombreux autres ont montré également l'existence d'ondes similaires par l'analyse spectrale de fluctuations de la composante méridienne du vent.

Outre le fait que ces ondes ont une longueur d'onde plus courte que celle des ondes de Rossby-gravité ci dessus décrites, les caractéristiques de ces ondes diffèrent très sensiblement de celles des ondes de Rossby-gravité sur d'autres points. En effet ces ondes ont leur amplitude plus élevée autour de la latitude (11°N), contrairement aux ondes de Rossby-gravité centrées sur l'équateur. Des ondes similaires ont été observées dans la basse et moyenne troposphère, ce qui implique une propagation verticale de ces ondes dans toute la troposphère. Elles sont appelées communément "**ondes d'est**" du fait de leur propagation "de l'est à l'ouest". Nous reviendrons plus en détail sur les caractéristiques de ces ondes dans le paragraphe traitant des ondes dans la basse et moyenne troposphères.

b) Ondes de périodes 8-15 jours.

Quelques années après la mise en évidence des ondes de Yanai et Maruyama (1966), Wallace et Kousky (1968) ont découvert qu'il y a aussi des oscillations du vent zonal et de la température avec une période supérieure à dix jours dans la basse stratosphère. Les figures I-7-a et I-7-b représentent respectivement l'évolution du vent zonal et de la température à la station de BALBOA (9 N, 80 W). Les amplitudes de fluctuations du vent zonal et de la température peuvent atteindre respectivement 8-12 m/s et 2-3 C pour la couche entre 80 hPa et 30 hPa et l'oscillation de température est en avance d'un quart de cycle par rapport à celle du vent zonal.

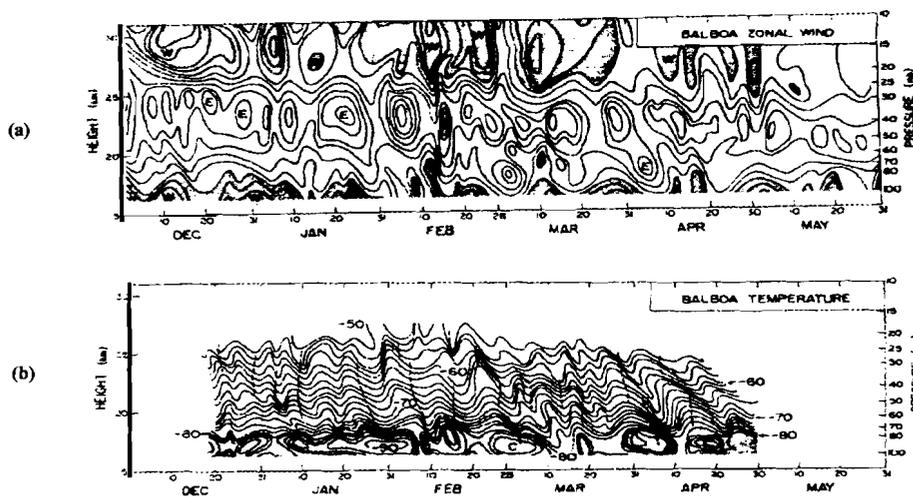


Fig. I - 7 : Coupes Verticales et Temporelles du Vent Zonal et de la Température à Balboa

Les isotaches sont de 5 m/s (le vent d'ouest est en gris)
 Les isothermes sont de 2°C (la température < - 80°C est en gris)
 Les lignes en pointillés représentent les maxima du vent d'est

Ces ondes se déplacent de l'ouest vers l'est, et leur longueur d'ondes estimée est supérieure à 20000 km. Notons que la période concernée par l'analyse correspond à une phase de transition de l'oscillation quasi biennale, notamment le passage du vent d'est au vent d'ouest. L'axe vertical de ces ondes est incliné, comme il est très visible sur la figure I-7-b. Du fait de la direction de propagation de l'ouest vers l'est, l'inclinaison de l'axe représentée sur cette figure correspond à celle de l'ouest vers l'est avec l'altitude croissant, c'est-à-dire que la phase de l'onde dans sa partie supérieure est en avance par rapport à celle de la partie inférieure. La longueur d'onde verticale, estimée à partir de la variation du déphasage en fonction de l'altitude est d'environ 10 km, comparable à celle des ondes de Yanai-Maruyama. Outre la différence de période, ces ondes diffèrent de celles de Yanai-Maruyama sur un point essentiel. En effet, ces ondes sont détectables dans les fluctuations du vent zonal, mais non dans celles de la composante méridienne, alors que les ondes de

Yanai-Maruyama ont été détectées sur la composante méridienne, et non sur la composante zonale.

Leur amplitude décroît quand on s'éloigne de l'équateur. Par conséquent, ces ondes sont aussi centrées sur l'équateur, comme les ondes de Yanai-Maruyama. Leur existence a été confirmée ensuite par Maruyama (1969), Nitta (1972), etc. Toutefois, la longueur d'onde estimée varie considérablement selon des auteurs; par exemple, Nitta (1972) a donné une valeur de 11000 km, nettement inférieure à 20000 km ci-dessus indiquée. Du fait des caractéristiques ci-dessus décrites, ces ondes ont été identifiées comme les ondes de Kelvin.

Outre les ondes de Kelvin ci-dessus, d'autres types d'oscillations ont été observés dans la gamme de périodes voisines de dix jours. Ils ont été déjà remarqués dans les spectres de puissance de la composante méridienne du vent reproduits sur la figure I-4. Nitta (1972) a détecté également des ondes similaires de période 8-12 jours, de longueur 10000 km dans les fluctuations de la composante méridienne du vent entre 300 et 150 hPa. Elles ont été observées à toutes les latitudes comprises entre l'équateur et la latitude de 20 N, donc non centrées sur l'équateur; elles se propagent de l'est vers l'ouest. La nature de ces ondes n'avait pas été déterminée. Bien que ces ondes aient des période et longueur comparables à celles des ondes de Kelvin, elles sont différentes de ces dernières du fait qu'elles sont détectées dans les fluctuations de la composante méridienne du vent et qu'elles se propagent vers l'ouest.

c) Ondes dans la basse stratosphère et la haute troposphère observées dans d'autres régions.

Les résultats sur les ondes tropicales décrites dans les paragraphes précédents concernent les régions du Pacifique et de l'Océan Indien (mais surtout le Pacifique). Notre connaissance sur les ondes tropicales dans d'autres régions, en particulier l'Afrique de l'Ouest qui nous intéresse, est extrêmement fragmentaire du fait de manque de données. L'avènement des satellites météorologiques a apporté un moyen, bien qu'imparfait, d'aborder des études de ces ondes synoptiques dans ces régions peu fournies de stations en altitude (Orlansky, 1973; Zangvil, 1975). L'analyse spectrale de la radiance de masses nuageuses, utilisée pour ces études, ne permet pas, toutefois, de déterminer l'altitude où les ondes sont actives. Malgré cet inconvénient, les données satellitaires ont permis d'obtenir des renseignements intéressants sur les ondes tropicales.

Du point de vue de l'étude des ondes en Afrique, en particulier en Afrique de l'Ouest, les résultats de Zangvil (1975) qui a analysé la radiance de masses nuageuses dans la bande de latitude entre 35 N et 35 S sur toute la ceinture tropicale sont particulièrement intéressants, car ils apportent des informations sur la variation géographique de l'activité des ondes tropicales. Parmi diverses ondes mises en évidence dans cette analyse, on peut remarquer celles ayant des caractéristiques similaires à celles des ondes de Rossby-gravité et des ondes d'est troposphériques. Il est très intéressant de noter que l'activité de ces ondes en Afrique de l'Ouest et en Atlantique est nettement plus faible, voire inexistante pour la période analysée (de Mai 1967 à Avril 1968), alors que leur activité est très importante sur l'Océan Indien et le Pacifique Ouest. Il est intéressant de remarquer aussi qu'il met en évidence un possible déplacement de masses nuageuses de l'Amérique du Sud vers l'Afrique dans la bande de 0 et 10 S avec une période d'environ 10 jours en été austral et que l'activité des ondes en Afrique de l'Ouest et au-dessus de l'Océan Indien est souvent dissociée. Quant à la présence d'ondes similaires aux ondes d'est, elle a été confirmée par Frank (1970), Orlansky (1973) etc., dans leurs analyses d'images satellitaires.

Pour l'Afrique de l'Ouest, nous notons également deux autres études basées sur les données de radio-vent. La première concerne la mise en évidence d'ondes de période 6-9 jours, de longueur d'onde 6000 km et avec une propagation vers l'ouest dans la couche entre le sol et 150 hPa (Viltard et De Félice, 1979), et la seconde concerne celle d'ondes de période 8.5 jours, de longueur d'onde 7000 km et avec la propagation du sud-est vers le nord-ouest (Ouss, 1980).

d) Synthèse sur les ondes dans la basse stratosphère et la haute troposphère.

La basse stratosphère et la haute troposphère sont affectées par diverses ondes de grande échelle. On distingue essentiellement 4 types importants d'ondes:

- **Les ondes de période 4 - 5 jours et de longueur d'onde 8 000 - 10 000 km** mises en évidence dans les oscillations du vent méridien sont identifiées aux ondes de Rossby-gravité; elles se propagent de l'est vers l'ouest avec une vitesse d'environ 23 m/s; elles sont centrées sur l'équateur;

- **Les ondes de période 4 - 5 jours et de longueur d'onde 3 500 - 6 000 km** mises en évidence dans les fluctuations du vent méridien sont dénommées les ondes d'est du fait de leur propagation de l'est vers l'ouest; elles sont centrées autour des latitudes 10-15 N; on retrouve également des ondes présentant des caractéristiques similaires dans la stratosphère inférieure;

- **Les ondes de période 10 -15 jours et de longueur d'onde supérieure à 20 000 km**, mises en évidence dans les fluctuations du vent zonal et de la température, sont identifiées aux ondes de Kelvin; elles se propagent de l'ouest vers l'est; elles se trouvent centrées sur l'équateur;

- **Les ondes de période de 7 -12 jours et de longueur d'onde d'environ 10 000 km**, mises en évidence dans les fluctuations du vent méridien, ne sont pas parfaitement identifiées; elles se propagent de l'ouest vers l'est ; d'après Nitta (1982), elles peuvent être interprétées comme des tourbillons dans la troposphère supérieure associés aux ondes d'est qui s'y développent.

I-2) Ondes dans les basse et moyenne troposphères

Nous venons de voir que diverses ondes synoptiques avec leurs caractéristiques propres sont présentes dans la haute troposphère et la basse stratosphère. Par conséquent, malgré une tendance à la dissociation verticale du mouvement atmosphérique dans la région tropicale mentionnée précédemment, il est tout à fait normal que l'on retrouve ces ondes dans la troposphère inférieure (figure I-6). Mais, ce sont essentiellement les types d'ondes d'est qui sont actives dans la troposphère tropicale inférieure. Dans ce paragraphe, nous essayons de donner une brève description des caractéristiques des ondes d'est observées dans le Pacifique et en Afrique de l'Ouest. Nous complétons cette description par celle de l'onde de HAURWITZ (1937), détectée dans l'analyse spectrale de la pression au sol. C'est une oscillation libre ayant sa longueur d'onde égale à la circonférence de la terre. Nous parlerons de cette onde dans le paragraphe relatif au traitement de données au sol.

a) Ondes d'est.

- Océans Pacifique et Indien

Au-dessus du Pacifique, en particulier le Pacifique Ouest, et l'Océan Indien, la présence d'oscillations de période de 4-5 jours a été mise en évidence dans la troposphère inférieure. Ces ondes ont été détectées tout d'abord dans les fluctuations de la composante méridienne du vent, ensuite dans les fluctuations de la composante zonale et de la température (Yanai et al., 1968; Wallace et Chang, 1968; Nitta, 1970; Chang et al., 1970, Murakami, 1976, etc.). La figure I-8, tirée de Nitta (1970), représente la distribution verticale du spectre d'énergie des fluctuations de la composante méridienne du vent et de celles de la température pour deux stations du Pacifique. Nous y remarquons l'existence de pics d'énergie autour de 4-5 jours dans deux couches, la première entre le sol et 700-600 hPa et la seconde au-dessus de 400 hPa. Les ondes qui nous intéressent ici sont celles de la première couche, alors que celles de la seconde sont des ondes de YANAI-MARUYAMA déjà décrites.

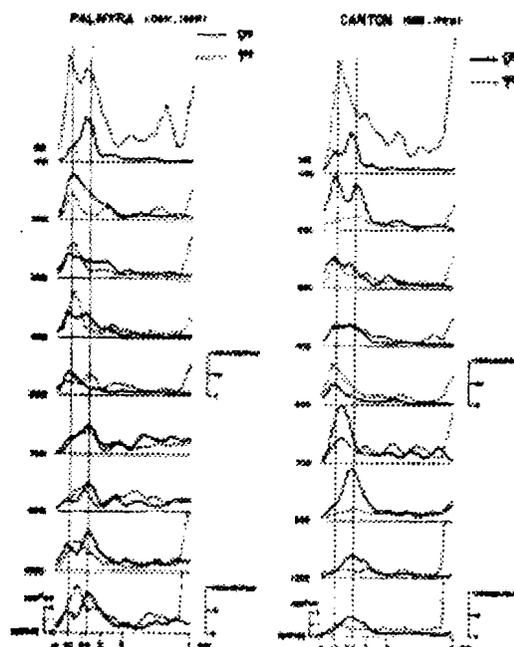


Fig. I - 8 : Distribution Verticale du Spectre d'Energie du Vent Méridien et de la Température à Palmyra et Canton (Nitta, 1970)

La longueur de ces ondes dans la basse troposphère a été déterminée selon la méthode habituelle par analyse de la relation entre la déphasage et la distance entre des stations (figure I-9). Il y a deux types d'ondes différents, le premier avec une longueur d'onde d'environ 5000 km pour les stations du Pacifique Ouest et qui correspond aux ondes

d'est et le second avec une longueur d'onde d'environ 8000 km pour les stations du Pacifique Est et correspond aux ondes de YANAI MARUYAMA présentes en altitude.

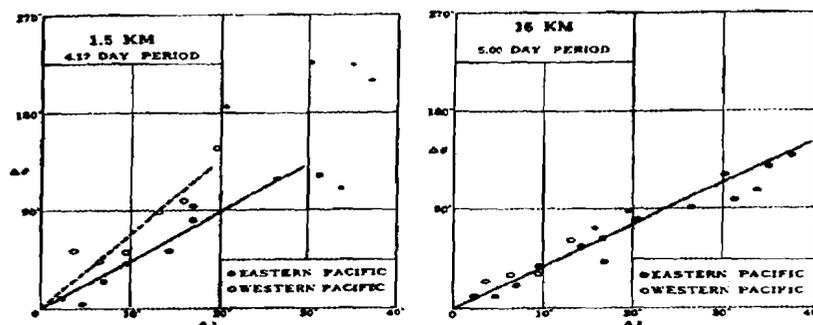


Fig. 1-9: Variation du Déphasage du Vent Méridien entre Deux Stations, en fonction de la Distance entre les Stations (Nitta, 1970)

Les caractéristiques des ondes d'est estimées par différents auteurs varient d'un auteur à l'autre, ainsi leur période varie de 4 à 7 jours et leur longueur d'onde de 2500 à 6000 km pour les ondes observées au-dessus du Pacifique et de 4 à 6 jours et de 2500 à 3000 km pour le continent Indien et en Asie du Sud Est (Murakami, 1976; Saha et al., 1981). Leur intensité est souvent maximale vers 700 hPa et entre l'équateur et 20 N en latitude, ou l'écoulement moyen zonal est également maximal. Les structures verticale et horizontale de ces ondes ont été examinées en détail par Reed et Recker (1971), par analyse composite de plusieurs ondes observées au-dessus du Pacifique. Étant donnée la similitude de cette structure avec celle des ondes d'Est en Afrique de l'Ouest, nous en parlerons plus en détail dans le paragraphe suivant; toutefois remarquons simplement ici que, du fait de leur extension verticale, ces ondes sont détectées dans la troposphère supérieure comme nous l'avons déjà signalé.

- Afrique de l'Ouest et Atlantique de l'Est.

Malgré l'existence de renseignements fragmentaires sur les perturbations synoptiques en Afrique de l'Ouest avant 1960 (Piersig, 1936; Régula, 1936; Ericson, 1963), ce sont des travaux de Carlson (1969 a, 1969 b) qui ont permis de donner une analyse synoptique compréhensible sur les perturbations synoptiques en Afrique de l'Ouest. Les caractéristiques de ces perturbations ont été déterminées par Burpee (1972) à partir de l'analyse spectrale des données en altitude de 8 stations situées dans la bande de latitude de 0 à 20 N, allant d'Aden à Dakar. D'après Burpee, ces perturbations synoptiques ont une période de 3-5 jours, une longueur d'onde d'environ 3500 km et une propagation d'est en ouest; elles ne sont pas détectées aux stations (Khartoum, Aden) situées à l'est de 25 E, alors qu'elles sont présentes aux stations (Ft. Lamy, Bangui, Niamey, Lagos, Abidjan,

Dakar) situées à l'ouest de cette même longitude. L'analyse spectrale du vent méridien à 700 hPa à Dakar montre que ces perturbations ont leur activité maximale en période de la mousson (de Juin au Septembre) en Afrique de l'Ouest. Une étude plus détaillée avec les données de surface et d'altitude a été faite également par Burpee (1974); outre qu'elle a apporté une confirmation des résultats précédents, elle a permis de déterminer leur structure verticale par la méthode d'analyse composite.

Le fait que de nombreux cyclones tropicaux atteignant le continent de l'Amérique du Nord ont leur origine dans ces perturbations africaines (Frank, 1970) a conduit à l'organisation de l'Expérience Tropicale du GARP (ETGA) au large de Dakar en été 1974. La qualité des données acquises lors de cette expérience a permis de réaliser de très nombreuses études sur la structure et les caractéristiques des ondes d'est.

Les caractéristiques de propagation des ondes d'est, obtenues par Burpee (1972, 1974), ont été confirmées par des travaux issus de l'expérience ETGA (Burpee, 1975; Reed et al., 1977; Albigat et Reed, 1980). Les structures tridimensionnelles de ces ondes ont été analysées selon la méthode d'analyse composite par Norquist et al. (1977). La figure I-10 illustre cette structure dans le plan vertical passant par l'axe central des ondes. Les composantes méridienne et zonale du vent ont chacune les fluctuations d'une amplitude d'environ 4 m/s à 700 et 150 hPa; il y a une inversion de la phase des fluctuations de la composante méridienne entre les couches supérieure et inférieure. La composante méridienne du nord, située devant le thalweg, est associée à la composante zonale de l'est, et derrière le thalweg la composante méridienne du sud correspond à la composante zonale de l'ouest. Ce fait implique que les ondes d'est tirent leur énergie de l'écoulement zonal. Il y a également une correspondance entre le centre cyclonique de 700 hPa et le centre anticyclonique de 200 hPa, qui sont reliés par un courant ascendant. Ces structures sont très semblables à celles obtenues par Reed et Recker (1971); toutefois, les structures des ondes d'est en Afrique de l'Ouest sont plus complexes que celles des ondes d'est sur le Pacifique. Nous reviendrons sur des résultats d'autres études issues de l'expérience ETGA dans le paragraphe relatif aux mécanismes de développement et de maintiens des ondes.

Par rapport aux travaux issus de l'ETGA, ceux issus de l'expérience WAMEX sont beaucoup plus rares. D'après l'analyse de Mouzna (1984), les caractéristiques des ondes observées lors de WAMEX diffèrent très sensiblement de celles observées pendant l'ETGA. Ainsi, si Mouzna a détecté des ondes d'une période d'environ 3.5 jours et d'une longueur d'onde de 2500 km à 700 hPa dans une zone très limitée à l'ouest de Tombouctou, il a détecté essentiellement une onde d'une longueur d'onde d'environ 6000 km à 700 et 850 hPa; le premier type d'onde est semblable à celles observées pendant l'ETGA par leur longueur d'onde, alors le second type ne correspond à aucune onde observée en Afrique de l'Ouest jusque là. Signalons toutefois que la présence de ces deux

types d'ondes dans une zone est semblable à celle observée pour les régions du Pacifique par Nitta (1970).

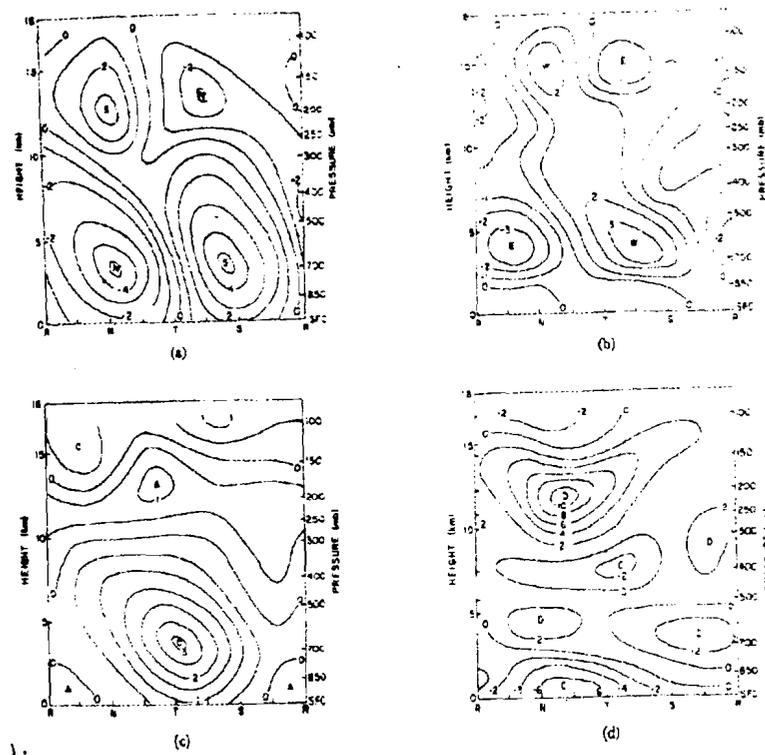


Fig. I - 10 : Coupe Verticale le long de la Latitude de Référence.

- (a) : Fluctuations du Vent Méridien
- (b) : Fluctuations du Vent Zonal (m/s)
- (c) : Vorticité (10^{-5} s^{-1})
- (d) : Divergence (10^{-6} s^{-1})

R, N, T, S indiquent respectivement la dorsale, un secteur du vent du nord, le thalweg et un secteur de vent du sud de l'onde.

b) Ondes de HAURWITZ.

Wallace et Chang (1979), Misra (1972) et Madden et Julian (1972) ont montré qu'il y a un type particulier de perturbations d'une période de 4-5 jours se propageant de l'est vers l'ouest qui affecte la pression au sol sur toute la ceinture tropicale.

Les figures I-11 et I-12, tirées de Madden et Julian (1972), montrent d'une part la cohérence carrée calculée entre la pression à la station de Canton et celle à d'autres stations, d'autre part la variation du déphasage par rapport à la station de Canton en fonction de leurs distances longitudinales. Il existe une cohérence significative pour les fluctuations de la pression au sol avec une période de 4-6 jours sur toute la bande tropicale et sa longueur d'onde est de 40000 km, égale à la circonférence du globe. Sa phase ne varie pas en fonction de l'altitude, ce qui indique sa structure barotrope. L'amplitude maximale n'est que de l'ordre de 0.5 hPa, ce qui explique pourquoi ces ondes sont seulement observées dans la région tropicale où la variation de la pression est généralement faible, et

non dans la région tempérée ou la variation de la pression au sol peut atteindre facilement plusieurs dizaines de hPa. Il n'y a pas de fluctuations du vent ou de la température correspondant à cette perturbation de la pression.

Fig. I - 11 :

Cohérence Carrée de la Pression au sol entre Canton et d'autres Stations.

Les traits verticaux indiquent la bande de périodes 4 - 6 jours

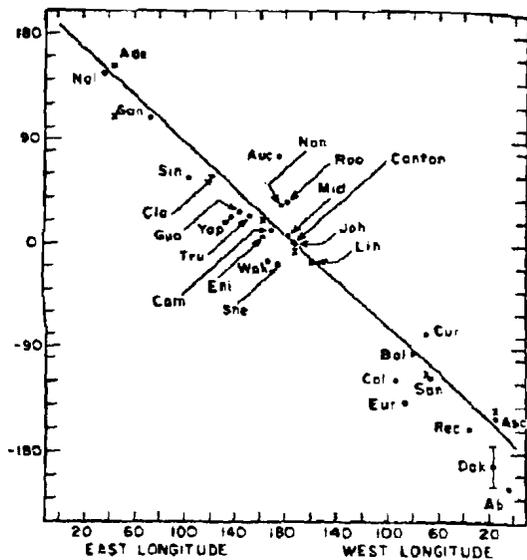
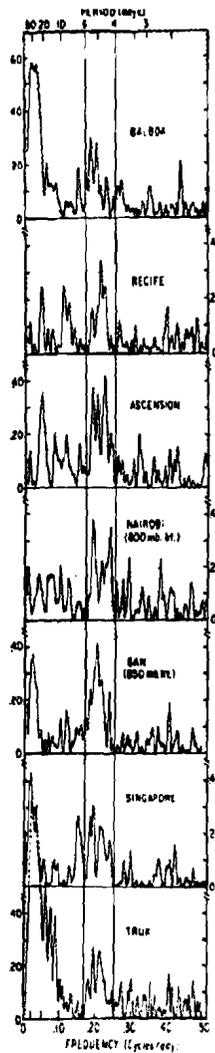


Fig. I - 12 :

Variation du Déphasage en fonction de la Distance entre deux Stations (Madden et Julian, 1972)

c) Synthèse sur les ondes dans les basse et moyenne troposphères.

Outre les ondes équatoriales ayant leur origine dans la basse stratosphère et la haute troposphère, deux types d'ondes ont été mis en évidence dans les basse et moyenne troposphères. Ce sont les ondes d'est et les ondes de HAURWITZ:

- **Les ondes d'est dans la troposphère inférieure ont une période de 3 - 6 jours et une longueur d'onde de 2 500 à 5 000 km** ; elles se propagent de l'est vers l'ouest; leur activité maximale vers 700 hPa est associée à la présence de l'écoulement zonal moyen de l'est; il existe un second maximum de l'activité de ces ondes dans la haute troposphère dans les fluctuations du vent méridien avec une phase opposée à celle de 700hPa; ces deux maxima de perturbations correspondent respectivement à un centre cyclonique de la couche inférieure et à un centre anticyclonique de la couche supérieure;

- **Les ondes de HAURWITZ ont une période de 4-5 jours et une longueur égale à environ 40 000 km** ; elles se propagent d'est en ouest à la vitesse de 115 m/s en moyenne; elles sont détectées uniquement dans les fluctuations du champ de pression au sol.

I-3) Classification des ondes observées dans les régions tropicales

Comme nous l'avons déjà souligné plus haut, il n'est pas aisé de donner une classification nette et claire des ondes observées expérimentalement. Cette difficulté réside dans la disparité des résultats liée au fait que les données utilisées pour les différentes analyses ne correspondent ni à la même saison, ni à la même année, ni à la même région, donc ni à la même situation météorologique. Par conséquent, la classification que nous présentons est nécessairement schématique. Les perturbations qui nous intéressent ici sont celles dont la période ne dépasse pas 15 jours; donc nous excluons les perturbations de 30-40 jours observées sur l'Océan Indien. Outre les ondes de HAURWITZ, en anticipant les résultats de l'analyse théorique présentés dans le paragraphe suivant, nous retenons 5 types d'ondes. Ce sont:

- **Ondes de Kelvin**
- **Ondes de Rossby-gravité**
- **Ondes de Rossby**
- **Ondes d'Est**
- **Ondes non classées**

Bien que l'on puisse avoir l'impression d'une répétition dans cette partie du texte, nous re-précisons à nouveau les caractéristiques de ces ondes afin de mieux clarifier une situation qui au premier contact désempare.

1 - Ondes de Kelvin.

Ce sont les ondes d'une période d'environ 15 jours, de longueur longitudinale variant de 20 000 à 10 000 km, de longueur d'onde verticale de 6-10 km et dont le sens de propagation est de l'ouest vers l'est. Elles sont détectées dans la basse stratosphère et la haute troposphère. Elles comportent des fluctuations du vent zonal et de la température, déphasées d'un quart d'onde, mais non de fluctuations du vent méridien. L'amplitude de ces fluctuations est de l'ordre, respectivement, de 8 m/s pour le vent zonal et de 2-3 C pour la température; l'amplitude des fluctuations de la vitesse verticale associée est de l'ordre de 0.15 cm/s. De nombreuses analyses ont mentionné la présence de ces ondes au-dessus des Océans Pacifique et Indien, par contre aucune étude ne mentionne leur présence en Afrique, à moins que les perturbations se propageant de l'Amérique du Sud vers l'Afrique au-dessus de l'Atlantique, détectées dans l'analyse d'images satellitaires de Zangvil (1975), ne soient associées à ce type d'ondes.

2 - Ondes de Rossby-gravité.

Ce sont les ondes ayant une période 4-5 jours, une longueur d'onde longitudinale de 8000-10000 km, une longueur d'onde verticale de 4-8 km et une direction de propagation de l'est vers l'ouest. Elles sont observées dans les fluctuations des vents zonal et méridien et de la température au niveau de la basse stratosphère et de la haute troposphère, mais leurs traces sont retrouvées aussi dans la basse troposphère. L'amplitude des fluctuations est respectivement de l'ordre de 2-3 m/sec pour les deux composantes du vent et de 1 C pour la température; l'amplitude de la vitesse verticale de l'ordre de 0.15 cm/sec. Elles sont centrées sur l'équateur et leur axe vertical est incliné vers l'ouest avec l'altitude. Elles sont connues à partir des études dans le Pacifique, et leur présence en Afrique de l'Ouest n'a pas été rapportée.

3 - Ondes de Rossby.

D'après l'analyse théorique sur laquelle nous anticipons à nouveau, il y aurait la possibilité de présence d'ondes de Rossby se propageant vers l'ouest, d'une période d'environ 5 jours et d'une longueur de 5000 km comme le suggère l'analyse de Yanai et Murakami(1970), Nitta(1972), etc. Ces ondes apparaissent essentiellement dans la haute troposphère. Les analyses antérieures n'ont pas permis de déterminer les caractéristiques et

structures de ces ondes comme cela est fait pour les autres ondes (ondes de Kelvin et ondes Rossby-gravité). Il est intéressant de remarquer que d'après Hayashi (1974), ces ondes de Rossby sont nettement détectables dans les résultats de simulations numériques, alors qu'elles sont très peu visibles dans l'atmosphère réelle. Il se pose alors un des problèmes importants de savoir pourquoi les ondes de Kelvin et les ondes de Rossby-gravité se développent plus facilement dans l'atmosphère réelle que les ondes de Rossby dans la région tropicale.

4 - Ondes d'Est.

Ce sont les ondes ayant une période de 3-5 jours, une longueur entre 2000 et 5000 km et une longueur d'onde verticale d'environ 10 km. Elles se propagent de l'est vers l'ouest à la vitesse de 7-9 m/s. Elles s'observent dans les fluctuations du champ de vent, de la température, etc., avec une amplitude d'environ 4 m/s pour les deux composantes du vent, de 1 C pour la température. Elles sont centrées autour des latitudes 7-10 N et 15-20 N selon les régions et associées avec l'écoulement moyen de l'est dans la basse troposphère. Ces ondes sont étroitement liées au phénomène de convection profonde.

5 - Diverses Ondes non classées.

Dans cette classe, nous mettons les ondes qui ne peuvent être rapprochées d'aucune des ondes attendues par l'analyse théorique et qui cependant furent rapportées comme résultats d'analyse des données d'observations. Ce sont les ondes d'une période de 7-12 jours mises en évidence dans les fluctuations des composantes zonale et méridienne du vent. Elles ont une longueur d'environ 10000 km et se propagent d'est en ouest. D'après Yanai (1963), Nitta (1972), etc., ces ondes ne sont pas des ondes indépendantes, mais des tourbillons en altitude associés aux ondes d'est développées, leur nature exacte n'est pas encore connue.

Tableau I - 1

Caractéristiques des Ondes Synoptiques en Région Tropicale

types d'ondes	localisation	variables	longueur d'onde	période	vitesse de propagation	direction de propagation	amplitude
Kelvin	Basse stratosphère	U	20 000 -40 000	10 j	20 m/s	d'ouest en est	8 m/s
	Haute troposphère	T	km				
	Centrées sur l'Équateur		6 - 10 km en verticale				
Rossby - Gravité	Toutes les Altitudes Centrées sur l'Équateur	U					2-3 m/s
		V	8 000-10 000	4-5j	11-23 m/s	d'est en ouest	
		T	km				1°C
Rosby	haute troposphère par analyse théorique et simulation numérique		5 000 km	5 j	10 m/s	d'est en ouest	
Ondes d'est	basse troposphère centrées entre 10 et 20° N	U	2 000-5 000 km				4 m/s
		V	10 km en	3 - 5 j	7 - 9 m/s	d'est en ouest	
		T	verticale				1°C
Non classées	basse troposphère	U	10 000 km	7 - 12 j		d'est en ouest	
		V					

II - Analyses Théoriques des Ondes Équatoriales

Dans les paragraphes précédents, nous avons vu que plusieurs types d'ondes étaient mis en évidence dans la région tropicale. Certaines de ces ondes ont pu être identifiées à des types d'ondes qui sont des solutions propres des équations de mouvement pour des régimes d'écoulement bien particuliers. Nous présentons donc très brièvement la théorie des ondes équatoriales, en nous inspirant de l'article de Matsuno (1966). Après la présentation des ondes équatoriales, nous traitons le problème du mécanisme de leur développement et de leur maintien.

II-1) Théorie des ondes équatoriales.

Rosenthal (1965) et Matsuno (1966) ont proposé la théorie des ondes équatoriales et déterminé des types d'ondes qui peuvent exister dans la région tropicale. Pour cela, ils ont établi des équations de mouvement linéarisées pour une couche de fluide incompressible de densité uniforme avec une surface libre dans l'approximation du béta plan et avec un écoulement de base nul:

$$(I-1) \quad \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v + g \frac{\partial h}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u + g \frac{\partial h}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial h}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) &= 0 \end{aligned}$$

Les deux premières équations sont celles du mouvement horizontal et la troisième celle de la conservation de masse; u et v désignent respectivement les vitesses zonale et méridienne, $\beta = df/dy$ le gradient latitudinal du facteur de Coriolis; h et H sont respectivement le déplacement de la surface et l'épaisseur moyenne de la couche, x , y et t sont respectivement les coordonnées longitudinale, méridienne et le temps.

En posant :

$$\begin{aligned} u &= U(y) e^{i(kx - ct)} \\ v &= V(y) e^{i(kx - ct)} \end{aligned}$$

on obtient pour $V(y)$ l'équation :

$$(I-2) \quad \frac{d^2 V}{dy^2} + \left(\frac{k^2 c^2}{gH} - k^2 + \frac{\beta}{c} - \frac{\beta^2}{gH} \right) V = 0 .$$

Pour que les solutions de cette équation puissent vérifier les conditions aux limites: $V = 0$ pour $|y| \rightarrow \infty$, la solution de l'Eq.(I - 2) doit satisfaire à la condition:

$$(I-3) \quad \frac{(gH)^{1/2}}{\beta} \left(\frac{k^2 c^2}{gH} - k^2 + \frac{\beta}{c} \right) = 2n + 1 \quad (n=0, 1, 2, \dots)$$

La solution recherchée s'écrit donc sous la forme:

$$V \propto H_n\left(\frac{\xi}{\beta}\right) e^{-\xi^2/2} \quad \text{avec } \xi = \beta^{1/2} (gH)^{-1/4} y .$$

où $H_n(x)$ est le Hermite de degré n . Notons que n représente le nombre de noeuds dans la direction Nord-Sud. A partir de la forme de cette solution, on peut remarquer que l'amplitude de l'onde est maximale pour $y = 0$, c'est-à-dire pour l'équateur. C'est pour cette raison que ces ondes sont appelées "ondes équatoriales". La relation (I - 3) est l'équation de dispersion à laquelle la fréquence de l'onde et le nombre d'onde k doivent satisfaire. Elle devient une équation de degré 3 par rapport à la vitesse de phase c .

Les solutions de l'équation (I - 3) peuvent être obtenues de façon rapprochée en supposant deux cas, le premier pour $c \gg 1$ et le second pour $c \ll 1$.

Dans les cas $c \gg 1$ et pour $n \geq 1$, on a deux solutions:

$$(I-4) \quad c_{1,2} \approx \pm \left\{ gH \left(1 + \frac{\beta(2n+1)}{k^2 (gH)^{1/2}} \right) \right\}^{1/2}$$

Ces solutions représentent les ondes inertio-gravitationnelles se propageant vers l'est ou vers l'ouest; nous ne nous intéressons pas à ces deux solutions dans le cas présent, du fait de leur période très courte.

Dans le cas $c \ll 1$, la solution est donnée par:

$$(I-5) \quad c_3 \approx -\beta \left\{ k^2 + \frac{\beta(2n+1)}{(gH)^{1/2}} \right\}^{1/2}$$

Cette solution représente les ondes de Rossby se propageant de l'est vers l'ouest. Une des caractéristiques importantes des ondes de Rossby est le fait qu'elles sont non divergentes. Comme l'expression (II - 5) le montre, ces ondes peuvent exister du fait de l'effet β , c'est-à-dire la variation du facteur de Coriolis avec la latitude.

La figure I-13 montre la variation de $\omega = (k c)$ et k satisfaisant la relation de dispersion. Elle indique trois domaines correspondant aux trois solutions ci-dessus et la relation de ω et k correspondant aux ondes de Kelvin qui seront examinées ci-dessous. On peut remarquer que la courbe correspondant aux ondes de Rossby $n = 0$ s'éloigne des courbes correspondant à $n = 1, 2, \dots$ et s'approche du domaine des ondes inertio-gravitationnelles se propageant vers l'ouest. Ceci signifie que les ondes de Rossby $n = 0$ possèdent des caractéristiques des ondes inertio-gravitationnelles pour le nombre d'onde k faible. C'est pour cette raison que ces ondes sont appelées "ondes de Rossby-gravité".

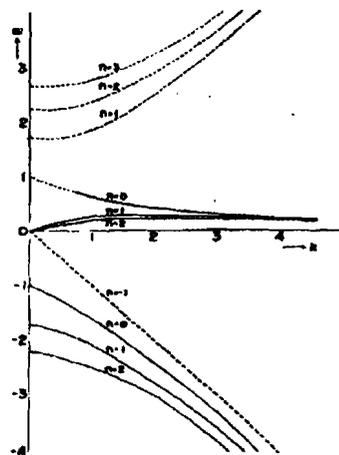


Fig. I - 13 : Caractéristiques des Ondes Equatoriales

Traits fins : Ondes de gravité-inertielle se propageant vers l'Est
 Pointillés fins : Ondes de gravité-inertielle se propageant vers l'Ouest
 Traits épais : Ondes de Rossby (quasi-géostrophiques)
 Pointillés épais : Onde de Kelvin

Dans l'analyse ci-dessus, nous avons recherché les ondes avec une perturbation du vent méridien non nulle. Mais, il est possible de trouver le mouvement de l'air sans perturbation

du vent méridien, en résolvant le système d'équations (I - 1) avec $v = 0$. Dans ce cas, la vitesse de phase est donnée par :

$$c = (gH)^{1/2}$$

L'amplitude de ces ondes décroît proportionnellement à $\exp(-\xi^{2/2})$. Les ondes avec ces caractéristiques sont appelées ondes de Kelvin; elles correspondent formellement au cas où l'on a introduit $n = -1$ dans l'Eq. (II - 3).

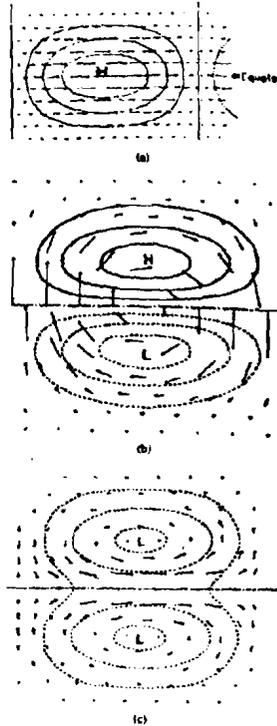
La figure I-14 illustre les champs du vent et de la pression correspondant aux ondes de Kelvin, de Rossby-gravité et de Rossby avec $n = 1$.

Fig. I - 14 :
Distribution des Champs de Pression et des Vents

(a) : Onde de Kelvin
($n = -1, k = 0,5$)

(b) : Onde de gravité-inertielle
($n = 0, k = 0,5$)

(c) : Onde de Rossby
($n = 1$)



III - Mécanismes de Développement des Ondes Tropicales

Nous venons de voir que trois des 5 types d'ondes observées sont des ondes "propres" qui peuvent être excitées par divers forçages atmosphériques. Toutefois, avant d'aborder le problème de mécanismes de développement de ces ondes, il serait utile d'examiner brièvement les conditions d'environnement dans lesquelles les ondes, en particulier, de Rossby-gravité et de Kelvin se développent. Pour ce qui concerne les ondes d'est, nous avons mentionné très sommairement qu'elles se développent près de noyaux de l'écoulement de l'est présents dans la basse troposphère.

III - 1) Association entre l'oscillation quasi-biennale et les ondes équatoriales.

La figure I-15 reproduit les résultats d'analyse de la relation entre l'oscillation quasi-biennale et l'intensité des ondes de Kelvin et des ondes de Rossby-gravité, obtenus pour la station de Gan située en Océan Indien par Maruyama (1979). Sur cette figure sont indiquées les moments où le vent zonal moyen de l'est ou de l'ouest dans la stratosphère est maximal, ainsi que les moments où l'intensité des ondes de Kelvin ou de Rossby-gravité est maximale ou minimale. L'intensité de ces ondes est déterminée avec le spectre de quadrature entre U et T ($Q(U,T)$), les spectre de puissance de U ($A(U)$) et de T ($A(T)$) pour les ondes de Kelvin, et avec le spectre de puissance de V ($A(V)$) et le co-spectre entre V et T ($C(V,T)$) pour les ondes de Rossby-gravité.

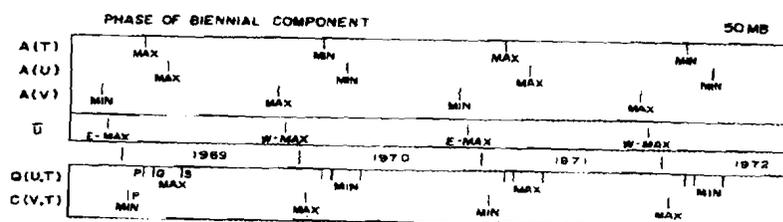


Fig. I - 15 : Relation entre les Oscillations Quasi-Biennales et l'Intensité des ondes de Kelvin et de Rossby-Gravité obtenue pour la station de Gan (Océan Indien) (Maruyama, 1975)

Les ondes de Kelvin ont leur intensité maximale, après que le vent zonal moyen de l'est atteint son maximum et dans la phase de transition "du vent de l'est au vent de l'ouest" de l'oscillation quasi-biennale. Ceci signifie que les ondes de Kelvin contribuent à l'accélération du vent zonal de l'ouest en transportant la quantité de mouvement vers l'ouest de la

stratosphère inférieure à la stratosphère supérieure. Quant à l'intensité des ondes de Rossby-gravité, elle est maximale lorsque le vent zonal moyen de l'ouest atteint son maximum. Ces résultats montrent l'association très étroite entre l'oscillation quasi-biennale et l'intensité de ces ondes équatoriales.

III - 2) Mécanismes de développement des ondes.

Une des questions qui se posent maintenant est de savoir par quels mécanismes ces ondes peuvent se développer. Afin de pouvoir répondre à cette question, de nombreuses études ont été entreprises tout d'abord pour comprendre comment les ondes déjà développées sont maintenues, c'est-à-dire quelle source d'énergie entretient ces perturbations. D'après ces analyses expérimentales, il y a principalement trois types de sources d'énergie:

- la chaleur latente due à la convection profonde (Reedet Recker, 1969; Nitta 1972);
- la conversion barotrope de l'énergie cinétique de l'écoulement zonal moyen et la conversion barocline de l'énergie potentielle disponible de perturbations (Norquist et al., 1977; Miyakoda et al., 1982);
- le transfert méridien de l'énergie de perturbations de moyennes latitudes vers la région tropicale (Nitta, 1970; Zangvil, 1975; Zangvil et Yanai, 1980).

Toutefois, une source d'énergie qui contribue au maintien des perturbations déjà développées n'est pas forcément celle qui a contribué à leur développement, car la source d'énergie, donc le mécanisme physique correspondant, peut se modifier et changer en fonction de la phase de développement des ondes. Sur la base de résultats d'analyses expérimentales ci-dessus, on peut distinguer trois types d'hypothèses proposées pour expliquer le développement des ondes:

- par effet diabatique de la convection profonde;
- par instabilité dynamique de l'écoulement moyen zonal;
- par transfert méridien de l'énergie à partir des régions tempérées.

Nous allons donner une description très sommaire de ces trois mécanismes de génération et de développement et indiquer, dans la mesure du possible, leur importance respective dans le développement des ondes d'est africaines.

a) Effet diabatique de la convection profonde.

Deux types d'approches sont possibles pour examiner si l'effet diabatique de la convection à l'échelle synoptique peut exciter des ondes. La première approche est d'introduire un forçage thermique périodique et d'étudier la réponse de l'atmosphère; la seconde approche est d'analyser la synergie entre l'écoulement de base de grande échelle et la convection profonde à travers la "CISK" (instabilité conditionnelle de seconde espèce), qui contribue à créer une condition d'instabilité nécessaire au développement des ondes.

La première approche a été utilisée par Holton (1971, 1972) pour simuler la réponse de l'atmosphère tropicale à différents types d'excitation thermique. Holton (1971) a choisi un forçage thermique d'une longueur d'onde de 4000 km et d'une période de 4 jours (au niveau 11 km et à la latitude 9 N) dans un écoulement de base de l'est avec un maximum dans la couche limite. Ce profil du vent zonal correspond schématiquement à celui associé aux ondes d'est. Les figures I-16-a et b illustrent respectivement l'intensité des ondes (représentée en amplitude et en phase) en fonction de l'altitude et la coupe méridienne de l'amplitude du vent méridien. Les fluctuations du vent méridien excitées ont leur amplitude maximale dans les troposphères supérieure et inférieure avec leur phases opposées. Cette structure est similaire à celles observées pour des ondes d'Est en Pacifique et en Afrique de l'Ouest. D'après Holton (1971), l'évolution de la structure des ondes en fonction du profil du vent s'accorde avec celle observée. Notons qu'en appliquant le même raisonnement, Holton (1972) a simulé l'excitation des ondes de Kelvin et des ondes de Rossby-gravité correspondant chacune à un type de profil vertical du vent zonal; ces résultats se sont révélés être en accord avec les observations précédemment mentionnées.

Si les travaux de Holton permettent de simuler le développement des ondes similaires aux ondes d'est par leur structure, ils ne disent pas comment ce forçage spécifique doit se produire. De ce point de vue, la seconde approche adoptée par Yamazaki (1969), Hayashi (1970), etc., est plus ambitieuse du fait qu'elle vise à créer une sorte d'auto-excitation diabatique à travers une contre-réaction positive entre la convergence dans la couche limite et la convection profonde. Leurs résultats montrent que diverses ondes tropicales peuvent être développées par ce mécanisme, mais la vitesse de développement de ces ondes ne s'accordent pas parfaitement avec celle observée.

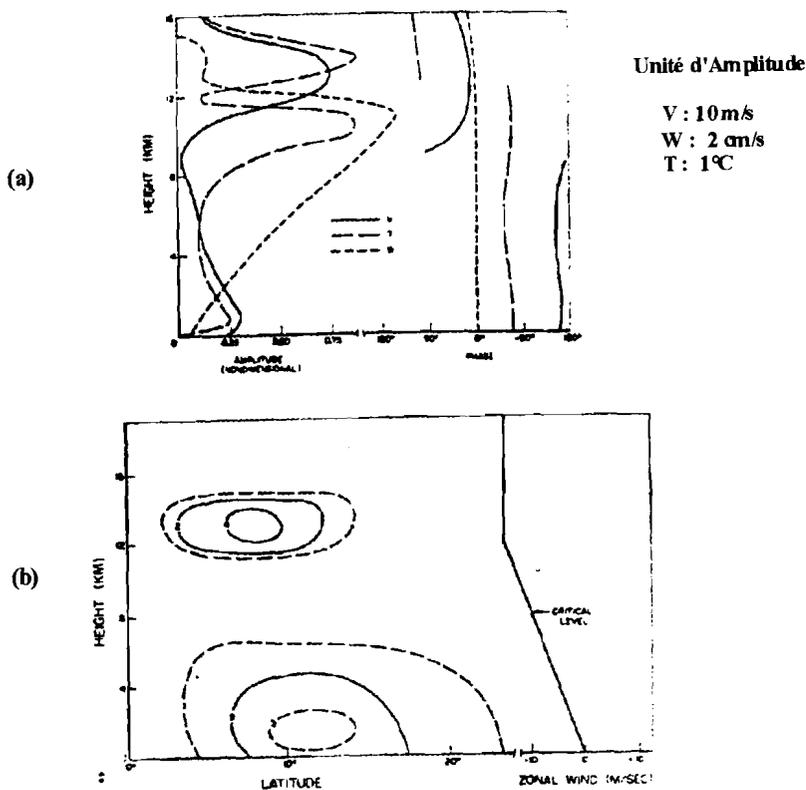


Fig. I- 16 a : Profils Verticaux de l'Amplitude et de la Phase du Vent Méridien, de la Température et de la Vitesse Verticale

Fig. I- 16 b : Coupe Méridienne du Vent Méridien et le Profil Vertical du Vent Zonal

(Holton, 1971)

Nous avons mentionné ci-dessus que la structure d'ondes excitées par un forçage thermique est similaire à celle d'ondes d'Est. Par ailleurs, les travaux de Reed et al., (1977) démontrent clairement l'association entre la variation temporelle des précipitations dans la région du Sahel et les ondes d'Est développées. Cette conclusion semble avoir été confirmée par l'analyse quadri-dimensionnelle de Miyakoda et al. (1982). Toutefois, d'après Norquist et al. (1977) qui ont analysé les mêmes données, l'essentielle de l'énergie des ondes d'Est africaines proviendrait des conversions barocline et barotrope de l'énergie avec une faible contribution diabatique. Ce fait différencierait les ondes africaines de celles observées au dessus du Pacifique. Malgré un certain désaccord sur la contribution réelle de la convection profonde, donc de l'effet diabatique, il est certain que sans cette contribution des ondes d'Est ne pourraient pas développer leur structure verticale comme celle observée.

b) Instabilités barotrope et barocline.

La théorie de l'instabilité dynamique de l'écoulement zonal s'est formée dans les années 40 pour expliquer le développement de perturbations synoptiques en région tempérée. Si l'instabilité barocline est le principal mécanisme de génération des ondes en région tempérée du fait de sa structure barocline, la situation dans la région tropicale est plus complexe. En effet, dans le cas de l'Océan Pacifique, on peut raisonnablement admettre qu'il n'y a pas de très grand contraste thermique méridien, ce qui implique l'atmosphère essentiellement barotrope. Par contre, dans le cas de l'Afrique de l'Ouest, il existe un important contraste thermique entre le Sahara et le Golfe de Guinée, qui est la cause de l'existence du jet de l'est africain de la basse couche.

Sans entrer dans le détail de calcul nécessaire pour l'établissement du critère d'instabilité (qui peut se trouver, par exemple, dans le livre de Holton (1972), nous donnons ci-dessous ce critère nécessaire:

- **pour l'instabilité barotrope**, le gradient nord-sud de la vorticité absolue, exprimé par:

$$\frac{\partial(\zeta + \bar{f})}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}$$

change de signe dans le domaine considéré;

- **pour l'instabilité barocline**, le gradient nord-sud de la vorticité potentielle exprimée par:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = \frac{\partial(\zeta + \bar{f})}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{p}{R\sigma} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \right)$$

change de signe dans le domaine considéré;

Pour la zone du Pacifique de l'Ouest, Nitta et Yanai(1969) ont montré que le critère de l'instabilité barotrope a été satisfait. La vitesse de développement et la structure des ondes ont été déterminées, en simulant le développement des ondes pour le champ de l'écoulement zonal observé à l'aide d'un modèle basé sur les équations linéarisées. La vitesse de développement des ondes pour la condition du vent donné a été maximale pour des ondes

ayant une longueur d'onde d'environ 2 000 km, sensiblement inférieure à celle des ondes observées souvent entre 2 500 et 6 000 km, mais la structure horizontale de ces ondes a été similaire à celle observée.

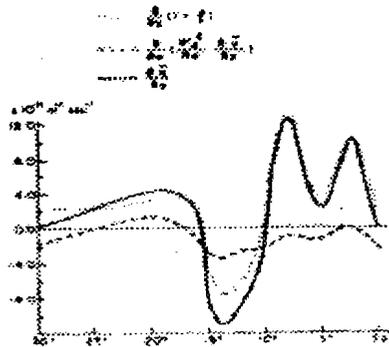


Fig. I - 17 : Variation du Gradient Méridien de la Vorticité Pseudo-Potentielle en fonction de la Latitude à 5°N et à 700 hPa. (Rennick, 1976)

Quant à la région de l'Afrique de l'Ouest, la situation est plus complexe, comme nous l'avons déjà dit, du fait de la baroclinicité importante de l'atmosphère au-dessus de l'Afrique de l'Ouest. Rennick (1974), Reed et al. (1977), Mouzna (1984), etc. ont montré que le critère de l'instabilité barocline est satisfait sur l'Afrique de l'Ouest. La figure I-17, empruntée à Rennick (1974), représente la contribution respectivement de deux termes, le gradient méridien de la vorticité absolue et le terme lié au gradient vertical du vent, au critère de l'instabilité barocline. Le critère de l'instabilité barocline est satisfait sur l'Afrique de l'Ouest, mais qu'il est déterminé principalement par le gradient méridien de la vorticité absolue, qui est également le paramètre de critère pour l'instabilité barotrope. Ceci signifie que, malgré la baroclinicité très prononcée de l'atmosphère en Afrique de l'Ouest, c'est l'effet de l'instabilité barotrope qui régit la stabilité du jet d'est africain de la basse couche.

Rennick (1976), Simmons (1979), Mass (1979) et plus récemment Mak (1986) ont simulé la vitesse de développement et la structure des ondes d'est, en utilisant des modèles linéaires et des champs du vent zonal observés; dans les modèles de Mass (1979) et de Mak (1986), l'effet de la convection profonde est paramétré. D'après les résultats de Mass (1979), ce sont des ondes d'est d'une longueur d'environ 2500 km qui présentent le maximum de vitesse de développement; la longueur d'onde de 2500 km est presque identique à la longueur d'onde observée lors de l'expérience ETGA. La coupe verticale du vent méridien, obtenue par Mass (1979), est très semblable à celle déterminée par Reed et al. (1977) au moins dans sa partie inférieure. Toutefois, la perturbation ne se développe pas dans l'ensemble de la couche atmosphérique, et cette absence de fluctuations au dessus de 400 hPa serait due à

l'insuffisance de la paramétrisation de la convection profonde dans le modèle, le défaut qui est éliminé dans le modèle de Mak (1986).

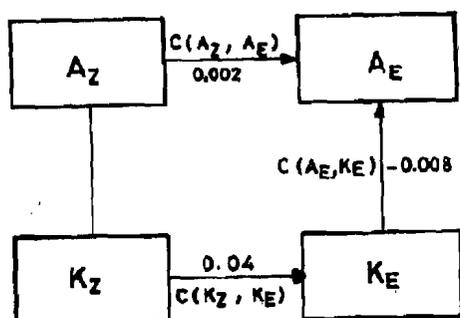


Fig. I-18 a : Conversion Energétique (W/m²) obtenue en Simulation (MASS, 1979)

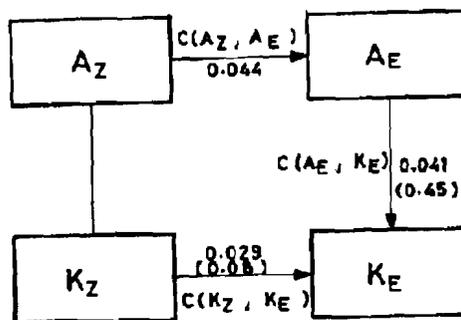


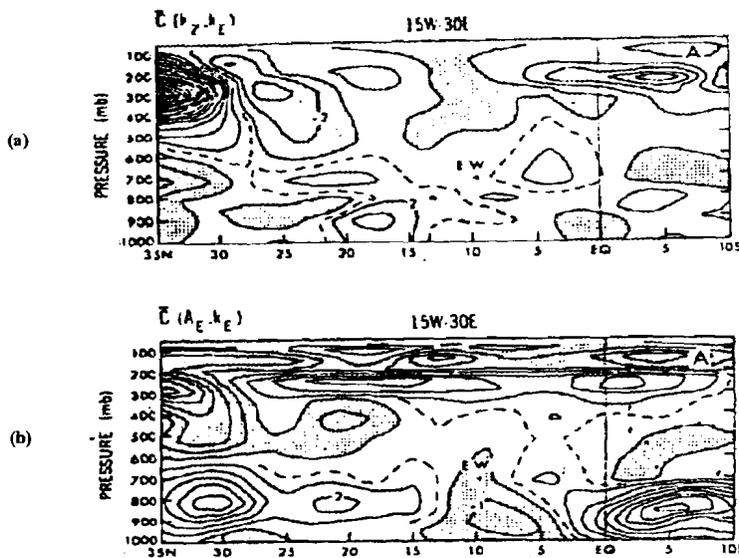
Fig. I-18 b : Conversion Energétique sur l'Afrique de l'Ouest (NORQUIST et al. 1977)

Entre parenthèses sont données les valeurs de MIYAKODA et al. (1982)

Parmi d'autres résultats présentés par Mass(1979), celui relatif au bilan énergétique des ondes d'est parait intéressant. Les figures I-18-a et b représentent respectivement le bilan énergétique des ondes d'est donné par Mass (1979) et le même bilan établi pour l'Afrique de l'Ouest par Norquist et al. (1977) et Miyakoda et al. (1982). Les notations utilisées sont usuelles: K_Z et K_E désignent l'énergie cinétique respectivement de l'écoulement zonal et des perturbations, A_Z et A_E l'énergie potentielle disponible de l'écoulement zonal et des perturbations. Les conversions d'énergie possibles sont représentées par les flèches; notons que la conversion de K_Z à K_E est la conversion barotrope, alors que la conversion de A à K représente la conversion barocline.

Le bilan énergétique des ondes simulées montre que l'énergie cinétique des ondes provient de l'énergie cinétique de l'écoulement zonal par conversion barotrope $C(K_Z, K_E)$ donc à travers le mécanisme de l'instabilité barotrope, alors que la conversion barocline $C(A_E, K_E)$ fait décroître l'énergie cinétique en la transformant en énergie potentielle de perturbations. Ce dernier point s'accorde mal avec la valeur de la conversion barocline estimée expérimentalement par Norquist et al. (1978) et Miyakoda et al. (1982). En effet, selon ces auteurs, c'est la conversion barocline de l'énergie, donc l'effet de l'instabilité barocline qui fournit l'essentiel de l'énergie des ondes. Mais, il nous semble que ce désaccord provient du fait que le bilan expérimental est établi pour l'extension verticale entière des ondes (de 1000 hPa à

125 hPa) et que le modèle de Mass ne peut simuler correctement la structure des ondes dans leur partie supérieure.



Figs. I - 19 a et b : Coupes Méridiennes de la Conversion Energétique

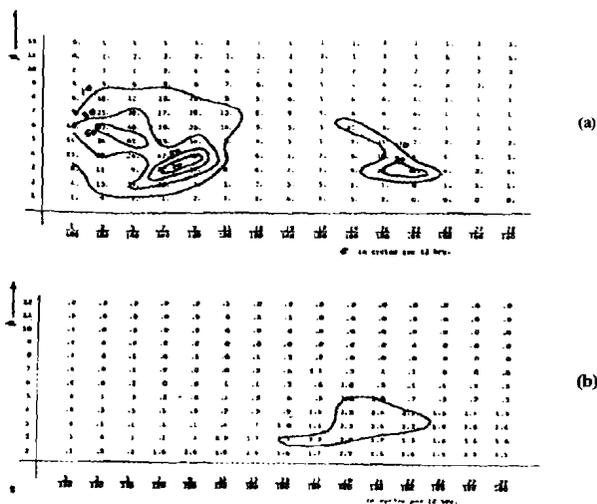
- (a) : Conversion Barotrope
- (b) : Conversion Barocline (MIYAKODA et al. 1982)

Les figures I-19-a et b, tirées de Miyakoda et al. (1982), montrent effectivement que la conversion barocline est très importante dans la couche supérieure, alors qu'elle peut devenir négative du côté sud du jet d'est dans la basse couche. Quant à la conversion barotrope, sa valeur est faible, mais positive dans toute la partie inférieure où les ondes d'est se développent en premier lieu. Ainsi, comme le signalent Miyakoda et al. (1982), les ondes d'est s'initient du fait de l'instabilité barotrope du jet d'est africain de la basse couche, mais au cours de leur développement, elles puisent leur énergie d'autres sources telles la convection profonde ou l'instabilité barocline.

c) *Transfert méridien de l'énergie.*

Comme nous avons dit précédemment, la propagation de perturbations de la moyenne latitude vers la région tropicale a été observée dans l'analyse de Zangvil et Yanai (1980). Du point de vue théorique, c'est Charney (1947) qui a remarqué que les ondes se propageant vers l'ouest peuvent se propager dans le sens nord-sud dans un écoulement de l'est, à la condition que leur vitesse de phase soit supérieure à la vitesse du vent de l'est. Plus tard, Bennet et Young (1965) et Mak (1969) ont examiné ce problème en utilisant un modèle soit à une seule couche soit à deux couches. Mak (1969) a calculé l'amplitude des fluctuations du

vent méridien induites dans la région tropicale (entre 30 N et 30 S) par le forçage appliqué à 30 N et 30 S (Figure I-21-a) et le rapport R entre la variance obtenue sur l'équateur et la variance moyenne sur la bande (30 N- 30 S)(Figure I-21-b). Deux types d'ondes peuvent se propager vers la zone tropicale. Les premières sont les ondes ayant un nombre d'onde 3 - 7 et une période supérieure à 10 jours et les secondes les ondes ayant le nombre d'onde 3 et la période de 4 jours. Par contre, la figure I-21-b indique que les seules ondes avec le nombre d'onde 3 et la période de 4 jours sont des perturbations concentrées sur l'équateur; ces ondes se propagent de l'est vers l'ouest. Le fait que ces caractéristiques sont très similaires à celles des ondes de Rossby-gravité suggère que les ondes de Rossby-gravité peuvent être fortement influencées par les perturbations des moyennes latitudes. Ces résultats de simulations ont été confirmés par les travaux de Lamb et Arakawa (1975).



Figs I - 20 a et b : Variance et Rapport des Variances calculées dans le Plan "Nombre d'Onde - Fréquence"

- (a) : Variance
- (b) : Rapport entre la Variance à l'Equateur la Variance en Moyenne Latitude

(MAK, 1969)

CHAPITRE - II

DONNÉES ET MÉTHODES D'ANALYSE

Nous nous proposons dans notre travail d'étudier les caractéristiques des ondes observables dans les fluctuations des champs de pression, température et vent au niveau du sol. Pour cela nous utilisons une méthode d'analyse spectrale (méthode de l'Entropie maximum) utilisée dans l'analyse des ondes atmosphériques par Hayashi (1981). Nous en donnons une description plus loin.

I - Sources des Données

Les données sur les paramètres météorologiques que nous analysons sont recueillies lors de la campagne WAMEX (West African Monsoon Experiment) qui s'était déroulée du 1^{er} mai au 30 août 1979. WAMEX est une expérience régionale faisant partie de la première expérience mondiale du GARP (Global Atmospheric Research Program) comportant FEGE (First Experiment of GARP) et MONEX (Monsoon Experience). Faite essentiellement par les pays africains après l'ETGA qui s'était intéressé essentiellement à la région tropicale maritime de l'Atlantique-Est, WAMEX a vu la participation des pays comme le Nigeria et le Ghana. Mais les fichiers WAMEX ne contenaient pas malheureusement des données sur ces pays. Les données de pays comme le Tchad aussi manquaient malheureusement et pourtant c'est une région considérée comme région source de développement des ondes d'Est. Beaucoup de pays de l'Afrique de l'ouest ont fait l'effort d'augmenter le nombre de leurs stations d'observations au sol. Les observations au sol du vent, de la pression, de la température, de l'humidité, etc. ont été faites toutes les 3 heures.

Dans ce travail, nous nous intéressons plus particulièrement aux données au sol. L'analyse des données en altitude a fait l'objet d'une thèse (Mouzna, 1980), qui a été réalisée au Laboratoire Associé de Météorologie Physique (LAMP) à l'Université de Clermont-Ferrand II. Les données ont été fournies par l'ASECNA (Agence pour la sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique) de Dakar sous forme codée sur bande magnétique de densité 1600 bpi.

II - Procédure d'Analyse Préliminaire et de Filtrage des Données

Il est aujourd'hui un fait généralement accepté que les ondes de Haurwitz de période 4-5 jours se détectent dans les fluctuations des champs des paramètres météorologiques, en

particulier la pression. Ces ondes ont une longueur égale à la circonférence de la terre et présentent une inclinaison faible sinon nulle aussi bien avec la latitude qu'avec l'altitude. Elles se propagent d'est en ouest à la vitesse de 70° - 90° de longitude par jour. Ces ondes sont donc à distinguer de celles également observées dans les régions tropicales et qui ont même période (4-5 jours), même sens de propagation mais dont la vitesse de propagation n'est que de 7° - 8° de longitude par jour.

En raison de l'existence de ces différentes ondes et dans le but d'étudier les caractéristiques locales des fluctuations des champs de pression, de vent et de température au sol, nous devons tout d'abord filtrer les données afin d'éliminer les oscillations d'échelle planétaire.

II-1) Élimination des oscillations de Haurwitz

Le domaine géographique de notre étude est limité par les latitude 5°N - 20°N et les longitudes 15°E - 18°W . Ce domaine est subdivisé en trois bandes de largeur 5° de latitude et s'étendant d'Est en Ouest entre les méridiens 15°E et 18°W . Les données dont nous disposons sont enregistrées toutes les 3 heures. Nous avons également dit plus haut que les oscillations d'échelle planétaire de longueur égale à la circonférence de la Terre se propagent d'Est en Ouest à la vitesse de 70° - 90° de longitude par jour soit en moyenne 10° de longitude toutes les 3 heures. Ainsi une manifestation de l'onde d'échelle planétaire à une station donnée se répercute 3 heures plus tard à une autre station située à 10° de longitude plus à l'Ouest. De ce fait nous avons estimé le champ moyen des paramètres P, V et T au sol dans chaque bande de largeur 5° de latitude en tenant compte du décalage entre les stations.

II-2) Préparation des données pour l'analyse spectrale.

Les fluctuations de variables météorologiques ont été calculées en prenant la différence entre leurs valeurs brutes et leurs moyennes, ceci pour chacune des stations considérées. Les moyennes ont été calculées dans chacune des bandes de la latitude considérées et pour chacun des mois de mai à août.

II-3) Critère de choix des stations retenues.

Les stations présentant des données tri-horaires aberrantes ou manquantes une fois sur deux pendant la période ou durant 2 jours de suite sont exclues du traitement. Pour obtenir une série chronologique de données complète et utilisable, nous avons procédé :

- à une interpolation linéaire si une valeur est manquante;
- à un remplacement d'une valeur si elle est hors d'un intervalle constitué de la valeur moyenne sur 10 jours de données et d'un écart supérieur de 40 % de l'écart type calculé également sur 10 jours consécutifs.

III - Principes de l'Analyse Spectrale

III-1) Introduction.

Les données d'observations sur les phénomènes météorologiques, quoique généralement courtes, constituent des suites numériques riches en informations sur les tendances globales de l'évolution des paramètres concernés (température, pression, vent, précipitations). Ces tendances globales peuvent être polynômiales ou périodiques (Azencott et Dacunha Castelle, 1984).

Dans notre travail, nous nous attachons essentiellement à rechercher des tendances périodiques à travers des méthodes d'analyse spectrale. Habituellement pour ce genre d'analyse, les méthodes utilisées sont celles de BLACKMAN-TUKEY et de la transformée rapide de FOURRIER (FFT pour Fast Fourier Transform). Cependant, ces méthodes ne sont pas adaptées aux séries chronologiques courtes comme nous le montrons dans l'annexe. Aussi nous utilisons une autre méthode, celle de l'entropie maximum.

III-2) Aperçu sur la Méthode de l'Entropie Maximum

En mécanique statistique, l'entropie d'un système est défini comme le logarithme du nombre d'états quantiques que peut occuper ce système. Comme l'état macroscopique d'un système peut résulter de la superposition d'une multitude d'états microscopiques non identiques,

il apparaît que l'entropie est une mesure de notre ignorance de l'état quantique présent d'un système (Brillouin, 1956).

En théorie de l'Information, l'information que nous pouvons avoir sur un système pouvant se trouver dans N états différents avec les probabilités p_i est donnée par :

$$(II - 1) \quad I = - N \sum_{i=1}^N p_i \log p_i$$

p_i est la probabilité pour que le système se trouve dans un état i , N le nombre d'observations.

L'information moyenne est donnée par :

$$(II - 2) \quad H = \frac{I}{N} = - \sum_{i=1}^N p_i \log p_i$$

Shannon (1948) appela cette information moyenne l'entropie du système.

D'après cette définition de H , on voit que, si tous les états ont une probabilité d'apparition nulle sauf un seul état pour lequel cette probabilité est égale à l'unité, l'entropie moyenne H est nulle. Le système est parfaitement défini, car il ne peut se trouver que dans ce seul état. Par conséquent nous ne pouvons tirer aucune information quant à l'évolution du système. Ici également, l'entropie est une mesure de notre ignorance de l'état présent de notre système.

Smylie et al. (1973) ont déterminé une relation entre l'entropie moyenne H et la densité spectrale de puissance $G(f)$ d'un signal gaussien à bande limitée sous la forme :

$$(II - 3) \quad H = \frac{1}{4} \int_{f_n}^{f_n} \text{Log } G(f) df$$

f_n est la fréquence de NYQUIST .

En maximisant H et en sachant que $G(f)$ et $R(r)$ sont transformées de FOURRIER l'une de l'autre, Smylie et al. (1973) obtiennent l'expression suivante de la densité spectrale de puissance :

$$(II-4) \quad G(f) = \frac{1}{2f} \frac{\sigma_{N+1}^2}{\left| 1 + \sum_{n=1}^N a_{n+1} e^{-j2\pi n f T} \right|^2}$$

avec la contrainte $R(r) = \int_{-f}^f G(f) e^{j2\pi r f} df$

De ce point de vue, la méthode de BLACKMAN-TUKEY et la méthode de l'entropie maximum sont identiques pour un signal de longueur infinie. La limitation des données fait que la M.E.M. est meilleure sur le plan de la résolution en fréquences. Une autre insuffisance de la méthode de BLACKMAN-TUKEY est la nécessité d'appliquer au signal un filtre bande passante.

Cette relation (II-4) est identique à celle qu'on obtient en ajustant à une série (X_t) un filtre linéaire d'ordre $(N+1)$ de coefficients a_n ($n = 1, 2, \dots, N$); σ^2 est la variance de l'erreur commise par cet ajustement. La méthode de l'entropie maximum (M.E.M.) est donc une méthode de calcul de la densité spectrale de puissance d'un signal aléatoire étant données les coefficients de corrélation pour un certain "lag". La meilleure détermination de la densité spectrale est celle pour laquelle l'entropie est maximale. La M.E.M. est, par conséquent, équivalente à un filtrage linéaire (Radoski et al., 1975).

a) Détermination des coefficients du filtre.

La relation (II-4) nous montre que, pour calculer la densité spectrale de puissance par la M.E.M., il est nécessaire de connaître les coefficients du filtre linéaire. Leur détermination se fait soit par résolution du système d'équations de YULE-WALKER, soit de manière récursive en utilisant l'algorithme de LEVINSON reliant les éléments de la matrice d'ordre K à ceux d'ordre $K - 1$. Ainsi si nous ajustons à la série (X_t) un filtre linéaire d'ordre p , nous pouvons écrire :

$$(II-5) \quad X_t = \sum_{k=1}^p a_k^{(p)} X_{t-k} + \varepsilon_t^{(p)}$$

où $\varepsilon_t^{(p)}$ indique l'erreur commise en faisant cet ajustement.

En multipliant cette équation par x_{t-j} et en prenant la moyenne il devient:

$$(II-6) \quad \begin{aligned} R_j &= \sum_{k=1}^p \alpha_k^{(j)} R_{j-k} \quad (j = 1, 2, 3, \dots, p) \\ R_0 &= -\sum_{k=1}^p \alpha_k^{(j)} R_k = (\sigma^{(j)})^2 \end{aligned}$$

R_0 est la variance de l'erreur d'ajustement.

En faisant varier j de 1 à p , nous obtenons le système d'équations de YULE-WALKER dont la résolution donne les coefficients $\alpha_k^{(j)}$ du filtre. Dans le cas ci-dessus les x_t sont déterminés à partir des valeurs antérieures de la variable. On peut aussi les déterminer à partir des valeurs futures en posant

$$X_t = \sum_{k=1}^p \bar{\alpha}_k^{(j)} X_{t+k} + \eta_t^{(j)}$$

Burg proposa de calculer les coefficients du filtre en rendant minimale la moyenne des variances de $\varepsilon_t^{(j)}$ et $\eta_t^{(j)}$. Il utilisa l'algorithme de LEVINSON pour déterminer les coefficients du filtre dans ces conditions, c'est-à-dire quand $(\varepsilon_t^{(j)^2} + \eta_t^{(j)^2})$ est minimale. Cette méthode s'applique au cas d'une série à une seule variable. L'algorithme de LEVINSON a été généralisé par Whittle (1963) au cas de plusieurs variables.

Les coefficients $\alpha_k^{(j)}$ et $\bar{\alpha}_k^{(j)}$ sont alors des matrices carrées d'ordre m (m étant le nombre de variables). Les relations de récurrence existant entre ces matrices s'écrivent pour un filtre d'ordre p (nous empruntons ici la notation de (Whittle))

$$(II-7) \quad A_k^{(j)} = A_k^{(j-1)} + \bar{A}_p^{(j)} A_k^{(j)} \quad (II-7') \quad A_k^{(j)} = \bar{A}_k^{(j-1)} + \bar{A}_p^{(j)} \cdot A_k^{(j)}$$

Les matrices A sont données par les relations suivantes:

$$(II-8) \quad A_p^{(j)} = \left(R_p - \sum_{n=1}^{\infty} A_n^{(j-1)} \cdot \frac{R_{p-k}}{(\sigma^{(j-1)})^2} \right)$$

$$(II-8') \quad \bar{A}_p^{(j)} = \left(R_p^* - \sum_{n=1}^{\infty} \bar{A}_n^{(j-1)} \cdot \frac{R_{p-k}^*}{(\sigma^{(j-1)})^2} \right)$$

l'étoile indiquant la transposée (Jones, 1978).

Considérons l'équation sous sa forme à plusieurs variables.

$$(II - 9) \quad X_t = \sum_{n=1}^{\infty} A_k^{(p)} X_{t-k} + \varepsilon_t^{(p)}$$

où X_t est une variable de dimension m . $\varepsilon_t^{(p)}$ est le vecteur bruit de variance σ^2 ($i = 1, 2, \dots, m$) et qu'on suppose qu'il possède une T.F. et qu'il est non corrélé avec X_t

La matrice de co-spectre est donnée par

$$(II - 10) \quad C_x(f) = \frac{1}{\pi} \left[I - \sum_{k=1}^p A_k^{(p)} e^{j\omega k} \right]^{-1} \cdot R \cdot \left[I - \sum_{k=1}^p \bar{A}_k^{(p)} e^{j\omega k} \right]^{-1}$$

où $\bar{A}_p^{(p)}$ est la matrice conjuguée de $A_p^{(p)}$; R la matrice de variance et covariance de $\varepsilon_t^{(p)}$.

b) Détermination de la longueur du filtre linéaire.

Nous avons noté plus haut que la méthode de l'entropie maximum est équivalente à l'ajustement d'un filtre auto-regressif d'ordre p . Elle ne comporte aucune indication sur la façon de déterminer cet ordre, laissant penser que le résultat est indépendant de l'ordre du filtre. C'est là que réside l'insuffisance de la méthode. Le problème de la recherche du filtre optimum a été résolu par Akaike (1969) qui introduisit la notion de "final prediction error" (F.P.E.) et de "AKAIKE's Information criterion" (A.I.C.) (Akaike, 1972; 1974).

La F.P.E. est définie comme la variance de l'erreur commise quand on ajuste à une série aléatoire un filtre. Le filtre d'ordre optimum est celui pour lequel la F.P.E. est minimum:

$$(F.P.E.)_p = \frac{N+P+1}{N-P-1} \sigma_p^2$$

où N est le nombre de données, p la longueur du filtre.

Le (A.I.C.) calculé par l'expression ci-dessous, est essentiellement basé sur une extension du principe de maximum de vraisemblance.

$$(A.I.C.)_p = N \text{Log}(\sigma_p^2 + 2 pm^2)$$

Tous les termes gardent leur signification déjà mentionnée. L'ordre optimum est celui pour lequel (A.I.C.) est minimum. L'ordre p maximum est tel que

$$p_{\max} \leq \frac{N}{2m}$$

Ainsi, pour calculer la densité spectrale de puissance d'un signal en utilisant la méthode de l'entropie maximum, il est indispensable de déterminer tout d'abord le nombre de termes du filtre, puis les coefficients correspondants. Un choix approprié de ce nombre des termes du filtre revêt une importance fondamentale pour le spectre du signal étudié.

CHAPITRE - III

RÉSULTATS D'ANALYSE : Champs Moyens et Variations Régionales

Nous nous proposons de donner ici la situation météorologique dans laquelle les ondes se développent, en étudiant les champs moyens de la pression, de la température et de la composante méridienne du vent au sol. L'étude des caractéristiques des ondes sera faite dans le Chapitre IV.

I - Variations Temporelles des Valeurs Moyennes par Bandes de Latitudes

Dans ce paragraphe, nous allons examiner les variations temporelles des valeurs moyennes par bande de latitudes ($5^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{N}$; $10^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$; $15^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$) pour P, T et V, ceci afin d'avoir une idée de leurs variations sur tout le domaine de 15°E à 18°W .

I-1) La Pression

La Fig. III - 1 - a présente les variations temporelles du champ moyen de pression au sol pour le mois de mai par bande de latitudes par rapport à la moyenne mensuelle. Les courbes représentent respectivement pour les bandes de latitudes ($5^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{N}$), ($10^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$) et ($15^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$). En abscisse nous portons le nombre de mesures au cours du mois et en ordonnées l'amplitude en hecto Pascals (hPa). Nous remarquons que pour le champ moyen de pression au sol il existe une variation diurne rapide à laquelle se superpose une variation lente. La variation diurne est associée au phénomène de la marée atmosphérique, qui est particulièrement bien marqué dans la région tropicale. Dans la variation lente, on peut détecter l'existence d'une période de 7 à 10 jours. Cette variation lente de période 7 à 10 jours existe dans les trois bandes de latitudes et elle présente pratiquement la même phase dans ces trois bandes. Ce fait indique que cette fluctuation d'une échelle spatiale très grande affecte l'ensemble du domaine d'étude. Il est nécessaire de la filtrer pour notre analyse, sinon sa présence peut masquer d'autres oscillations.

Pour le mois de juin (Fig. III - 1 - b), nous remarquons également l'existence des deux types d'oscillations, l'une étant l'oscillation diurne rapide à laquelle se superpose une deuxième plus lente. Cette deuxième oscillation semble de plus courte période (5 jours) que celle du mois de mai. Elle est également moins nette dans la bande de latitude $15^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$

que dans les bandes de latitudes ($5^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{N}$) et ($10^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$) pour ce mois de juin. Ici aussi les oscillations sont en phases dans les trois bandes de latitudes.

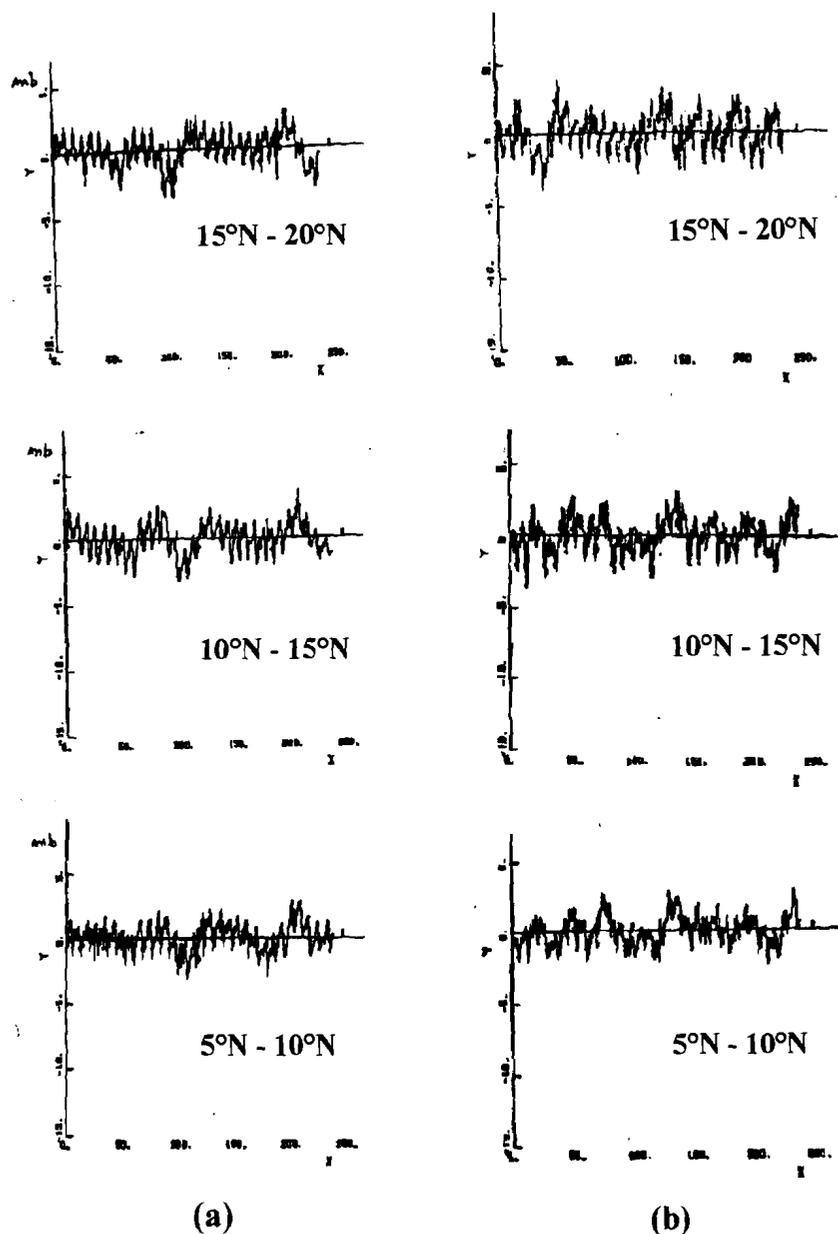


Fig. III - 1 : Variations de la Pression Moyenne par Bande de Latitudes
 (a) : Mai (b) : Juin

Pour les mois de juillet et août (les figures non montrées), les oscillations sont de période supérieure à 10 jours et d'une amplitude moins grande dans chacune des trois bandes. Mais, elles sont aussi en phase dans les trois bandes de latitudes.

I-2) La Température

La Fig. III - 2 - a donne les variations temporelles de la température moyenne au sol pour le mois de mai par bandes de latitudes par rapport à la moyenne mensuelle.

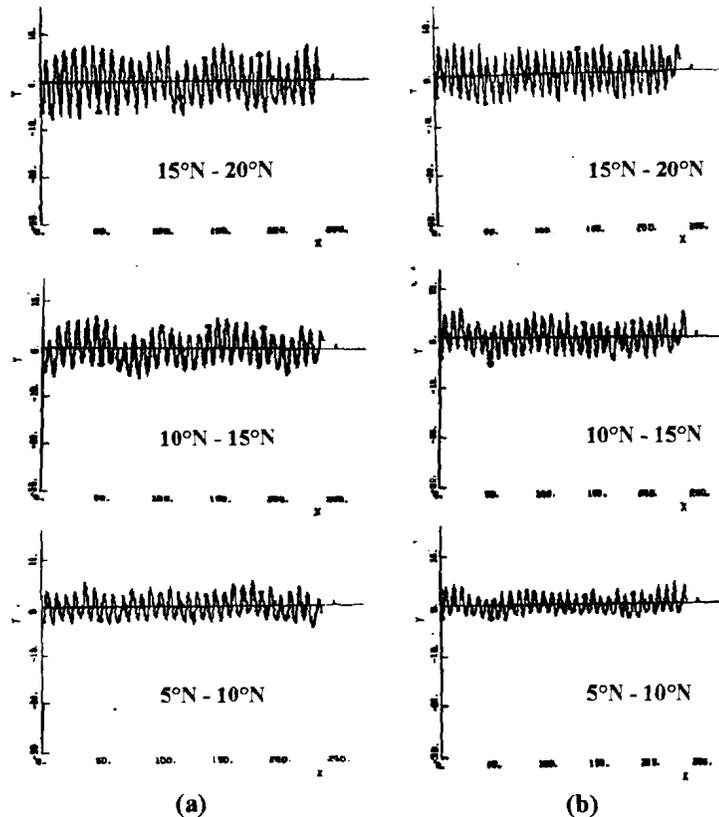


Fig. III - 2 : Variations de la Température Moyenne par Bande de Latitudes
(a) : Mai (b) : Juillet

Nous remarquons ici, comme pour la pression, la superposition d'une oscillation rapide (oscillation diurne) et d'une oscillation lente. Cette oscillation de grande période est plus marquée au nord de 10°N qu'au sud de cette latitude où l'amplitude est plus faible. La période de cette oscillation semble plus longue que celle de la pression. Ces oscillations restent en phase dans les trois bandes, ceci est particulièrement bien visible pour les deux bandes du nord.

Si cette oscillation lente existe pour les mois de juin, juillet et août elles ne sont pas très nettes en juin et août. Pour le mois du juillet (Fig. III - 2 - b), elles sont encore visibles et en phase pour dans les trois bandes de latitudes. L'amplitude de ces oscillations est comparable dans ces trois bandes. On peut remarquer que ces fluctuations ont une échelle aussi grande que le domaine d'étude.

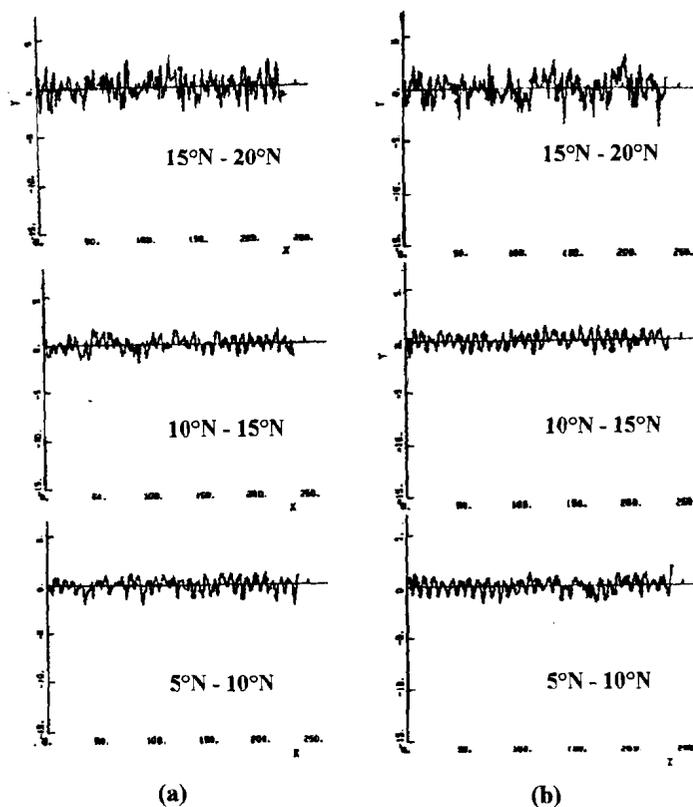


Fig. III - 3 : Variations du Vent Méridien Moyen par Bande de Latitudes
 (a) : Juin (b) : Août

I - 3) Vent.

Les Figs. III - 3 - a et - b donnent les variations temporelles du vent méridien au sol respectivement pour les mois de mai et juillet par bande de latitudes notées 5°N - 10°N; 10°N - 15°N; 15°N - 20°N. En abscisses est porté le nombre de mesures du mois et en ordonnées les amplitudes en mètres par seconde (m/s). Nous remarquons que l'amplitude du vent est plus faible surtout dans la bande de latitude 5°N - 10°N. On peut y remarquer une oscillation de période 6-8 jours. Cette variation de grande échelle est plus nette et d'amplitude plus élevée dans la bande de latitude 15°N - 20°N de mai à août. A l'opposé de la pression au sol et de la température, il est difficile de remarquer l'existence des oscillations lentes en phase dans les trois latitudes.

I - 4) Conclusion

Les champs moyens de pression, température et vent au sol présentent des oscillations de grandes échelles (période supérieure à 4 jours). Ces oscillations sont plus nettes dans les bandes de latitude au nord de 10°N. Elles restent partout en phase sur la région de notre étude où les amplitudes sont sensiblement constantes pour la pression et pour la température. Pour le vent méridien, il est difficile de constater les oscillations en

phase. De ce fait nous pouvons affirmer sans gros risques que les fluctuations du champ de pression pour une situation donnée sont représentatives d'une caractéristique du domaine d'étude. Par contre, pour faire ressortir les contrastes régionaux et les fluctuations des paramètres T et V au niveau de chaque station, on doit filtrer ces fluctuations communes. Ainsi nous procédons à l'analyse spectrale des fluctuations par rapport à la moyenne des paramètres sur tout le domaine géographique.

II - Différences Régionales des Fluctuations de la Pression et de la Température

Nous avons examiné les variations en fonction de la latitude des champs moyens de la pression, de la température et du vent. Ces variations montrent l'existence d'oscillations de longue période présentant la même phase. L'amplitude de ces oscillations peut varier du Nord au Sud. Nous allons maintenant examiner les variations Est-Ouest des fluctuations de ces paramètres par rapport à leur moyenne mensuelle au niveau de chaque station dans les mêmes bandes de latitudes que précédemment.

II -1) La Pression au sol.

La Fig. III - 4 - 1 présente les variations temporelles des fluctuations du champ de pression au sol pour le mois de Juin pour des stations plus ou moins à l'Est et à l'Ouest du domaine géographique concerné par notre travail et par bandes de latitudes comme indiqué ci-dessus.

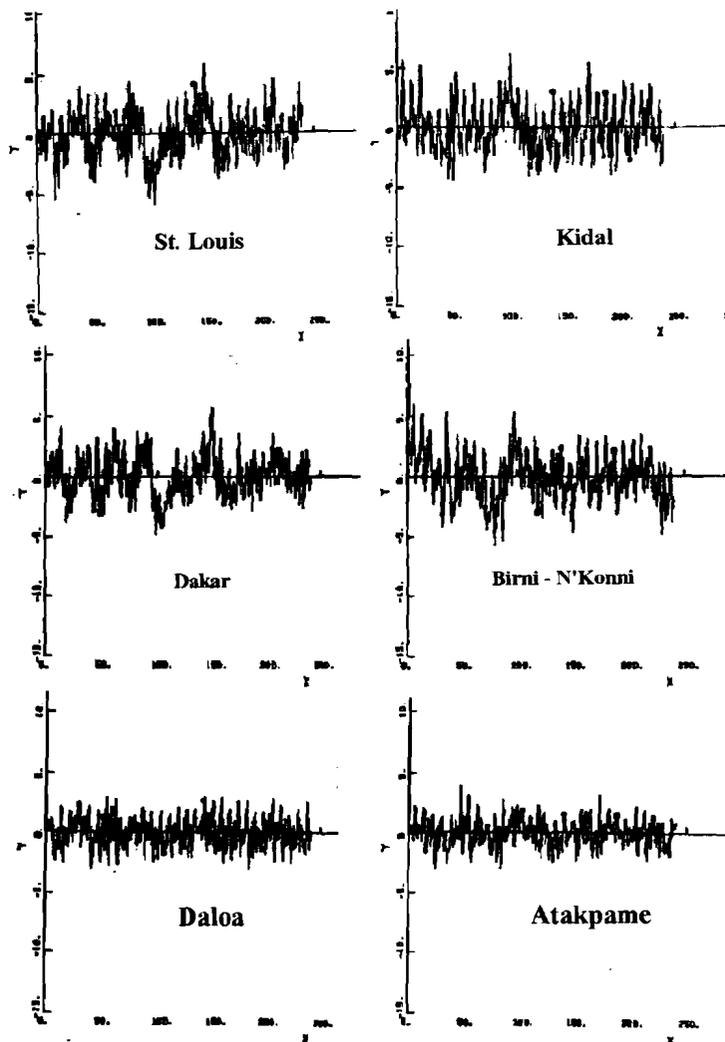


Fig. III - 4 : Quelques Exemples des Variations des Fluctuations de la Pression en Juin

Nous pouvons remarquer:

- l'existence d'une oscillation de grande période (entre 6-10 jours). Cette oscillation étant plus nette pour les stations au Nord de 10°N ; l'amplitude y est également plus grande;
- pour toutes les stations à l'Ouest (St. Louis, Dakar, Man) de 0° en longitude, par exemple, l'oscillation de grande période présente la même phase. De même pour toutes les stations à l'Est telles que Ménaka, Niamey, Lomé, les oscillations de grande période sont également en phase. Cette identité des phases est indépendante de la latitude;

- les oscillations de grande période pour les stations à l'Est semblent être en opposition de phase par rapport aux oscillations de même période pour les stations à l'Ouest (exemples: Ménaka et St. Louis; Niamey et Dakar; Lomé et Man).

Ces caractéristiques sont encore observables en juin (Figure non représentée). Ainsi, nous pouvons remarquer que les oscillations sont en opposition de phase quand on passe de l'Est à l'Ouest du domaine.

Les fluctuations du champ de pression pendant les mois de juillet et août (non représentées) ne présentent pas les caractéristiques observées en mai et juin. Nous assistons à une variation continue de la phase quand on passe de l'Est vers l'Ouest. L'existence d'ondes qui se propagent d'Est en Ouest semble être évident. Il faut cependant souligner que du fait de la superposition des ondes de période et de longueur différentes nous ne pouvons à ce stade conclure sur le type d'ondes qui domine pendant ces mois.

II - 2) Température au sol.

Dans le cas présent nous ne donnerons que quelques exemples de figures où les variations régionales sont les plus nettes. Nous omettons aussi les cas des stations côtières pour lesquelles l'influence de la mer est notable sur les amplitudes des oscillations de la température.

La Fig. III - 5 montre les fluctuations de la température par rapport à la moyenne par bande de latitude pour des stations situées ou plus à l'Est ou plus à l'Ouest du domaine, respectivement pour les mois de mai. Nous remarquons l'existence d'oscillations de grande période. Ces oscillations semblent indiquer l'existence d'une même phase pour les stations à l'Ouest mais aussi pour les stations à l'Est avec cependant une opposition de phase entre les oscillations à l'Est et celles à l'Ouest.

Pour les mois de juillet et août, les oscillations de grande période existent également au niveau de toutes les stations, cependant la phase semble varier progressivement, quand on passe de l'Est à l'Ouest indiquant la possibilité d'existence d'ondes se propageant pendant cette période.

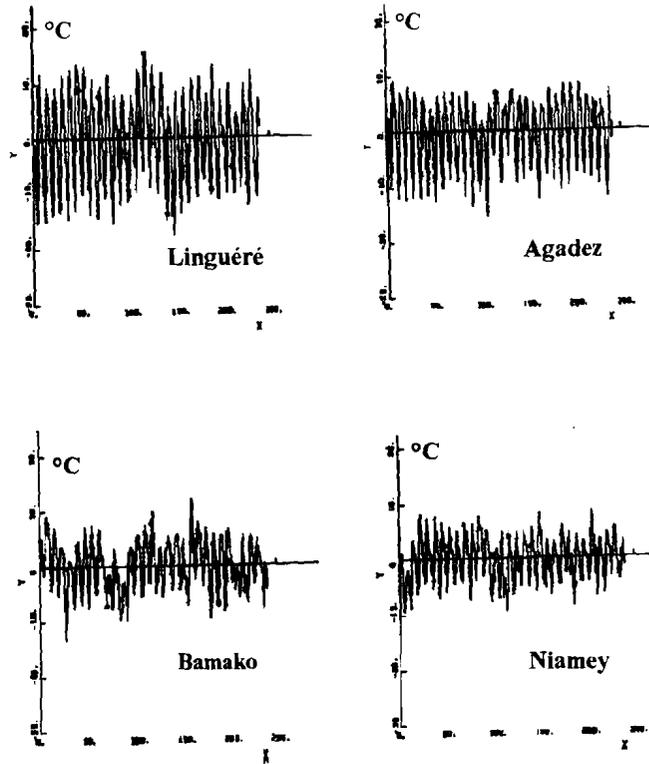


Fig. III - 5 : Quelques Exemples des Variations des Fluctuations de la Température en Mai

II - 3) Conclusion

Les fluctuations des champs de pression et de température au sol renferment des oscillations de grande période présentant la même phase pour les stations à l'Ouest du domaine et la même phase pour les stations à l'Est du domaine. Ces deux phases sont opposées pendant les mois de mai et juin.

Une variation continue de la phase quand on passe de l'Est à l'Ouest indiquant la possibilité d'existence d'onde qui se propagent pour les mois de juillet et août.

Les fluctuations du champ de vent au sol étant extrêmement variables, il n'est pas très aisé de sélectionner des stations de manière à faire ressortir des différences de caractéristiques comme pour les champs de pression et de température au sol. Néanmoins cette difficulté pourra être contournée comme nous le montrerons dans le paragraphe suivant.

III - Anomalies Régionales des Fluctuations des Paramètres P, T et Vent

Du fait de la variation latitudinaire des champs moyens de T et V et afin de mieux rendre compte des variations régionales de ces paramètres sur le domaine concerné par notre étude, nous avons déterminé la moyenne mensuelle de ces paramètres sur tout le domaine et calculé les variations mensuelles par rapport à cette moyenne pour chaque paramètre et pour chacune des stations. Dans toute la suite, nous appellerons anomalies ces variations du champ du paramètre concerné.

III -1) Anomalies régionales du champ de pression au sol.

Nous représentons sur les Fig. III - 6 - a, b, c et d, les anomalies régionales du champ de pression au sol respectivement pour les mois de mai, juin, juillet et août.

Nous remarquons pour le mois de mai, l'existence de trois zones d'anomalies bien marquées. La côte Ouest et la côte Sud du domaine où la pression est supérieure à la pression moyenne sur tout le domaine et une région très étendue du 10°W à la limite est du domaine où la pression au sol est inférieure à la pression moyenne mensuelle. Nous notons des anomalies de +3.20 hPa sur la côte Ouest, sensiblement +2 hPa sur la côte Sud et -3.4 hPa localisée au voisinage de 5°E.

En Juin, la même répartition se maintient avec un renforcement de la dépression à l'Est (-5 hPa) et une extension vers l'Ouest (12°W) par rapport au mois de Mai de la limite Ouest de cette zone. L'anomalie positive de la côte Sud se renforce également (+2.4 hPa) avec extension jusqu'à la latitude 10°N. Par contre, celle de la côte Ouest subit un affaiblissement. Elle n'est que de +2.4 hPa avec un déplacement vers le Sud de la zone de maximum. En juillet et en août, ces caractéristiques se retrouvent avec l'intensité de noyaux variable d'un mois à l'autre. Ainsi, elles peuvent être considérées comme un trait caractéristique du champ de la pression en Afrique de l'Ouest.

En conclusion, l'analyse des cartes d'anomalies régionales des fluctuations du champ de pression au niveau des stations a permis de mettre en évidence une vaste zone d'anomalie négative située dans les parties Est et Nord du domaine géographique de notre étude, une zone d'anomalie positive de faible extension (10°W - 18.5°W) située à l'Ouest du domaine et une deuxième zone d'anomalie positive située entre l'équateur et la latitude

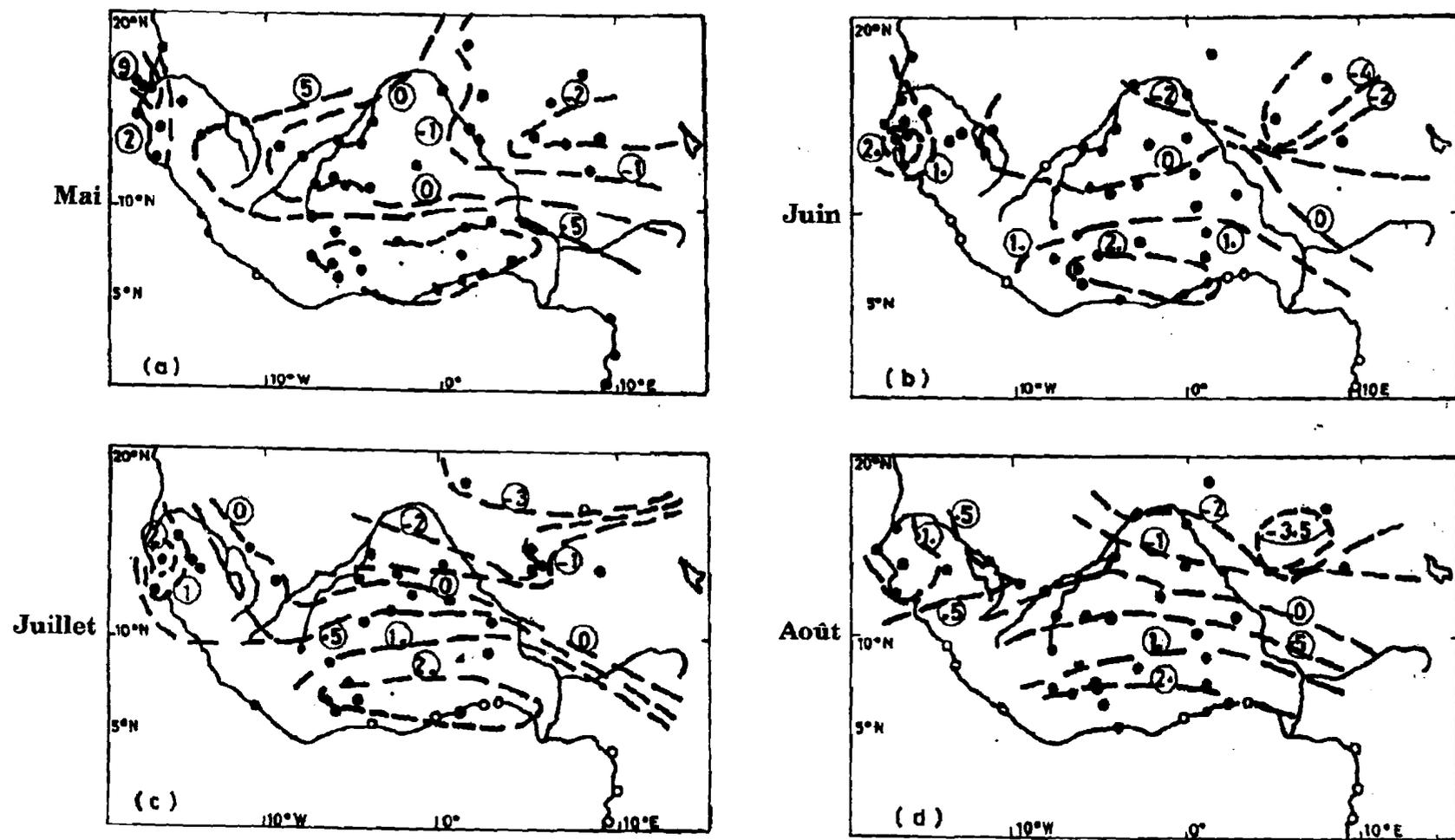


Fig. III - 6 : Anomanies Régionales du Champ de Pression

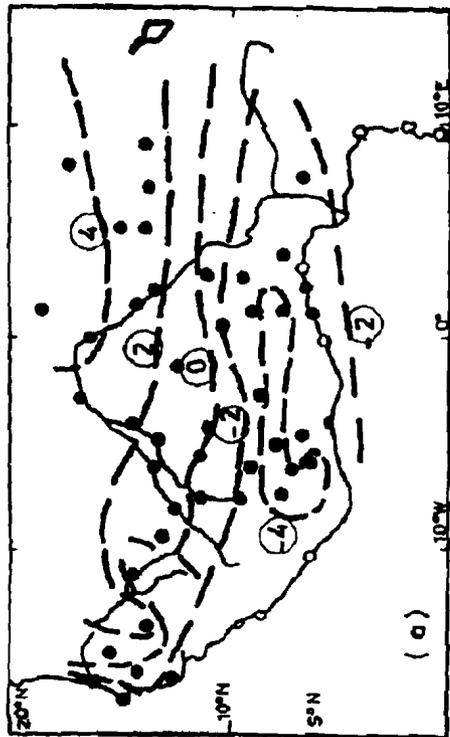
10°N. Ces deux zones d'anomalies positives du champ de pression au sol correspondent respectivement aux poussées des anticyclones des Açores et de Sainte Hélène, tandis que la zone d'anomalies négatives du champ de pression au sol correspond au creusement de la dépression thermique. L'action combinée de ces centres de circulation entraîne un appel d'air humide à l'intérieur de continent.

III - 2) Anomalie régionale du champ de température au sol.

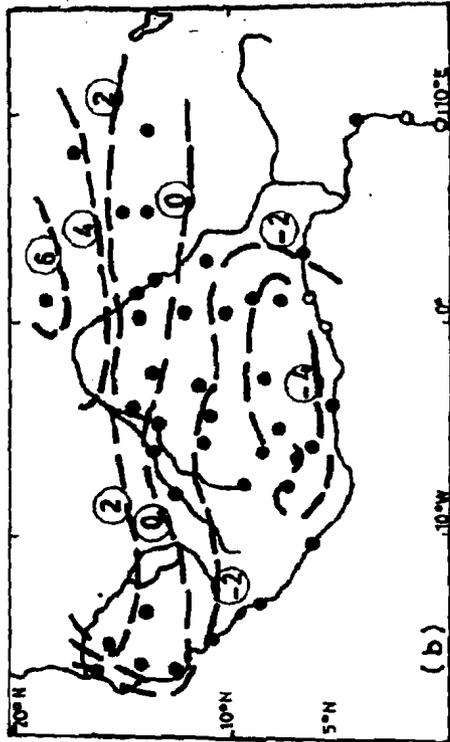
Les Figs. III - 7 - a, b, c et d représentent les anomalies du champ de température au sol respectivement pour les mois de mai, juin, juillet et août. Sur ces figures, nous remarquons l'existence de deux noyaux d'extremum. L'un au Nord du 10°N s'étendant d'Ouest en Est du domaine, présente une anomalie positive dont le maximum est localisé vers (2°E, 18°N); l'autre est un noyau d'anomalies négatives s'étendant le long de la côte Sud du domaine.

La valeur extrême du noyau d'anomalies négatives est localisée vers (1°E, 7°N) en mai, juin et août et se déplace vers (3°W, 8.5°N) en juillet. Nous observons pour ces deux noyaux un renforcement en juin (+6.84°C et -4.67°C) par rapport au mois de mai (4.76°C et -4.54°C) puis un affaiblissement par rapport à Juin pour les mois de juillet (6.15°C et -4.11°C) et d'Août (5.71°C et -3.92°C). Le gradient méridien de température entre ces deux zones est de l'ordre de 1°C/100 km. Ces deux noyaux d'anomalies du champ de température coïncident avec ceux observés pour le champ de pression au sol, c'est-à-dire aux régions de température les plus élevées correspondent les régions de pression les plus faibles et inversement.

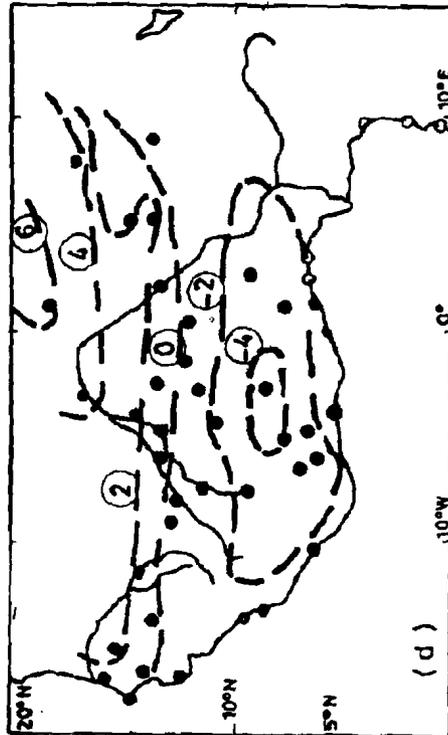
En conclusion, les anomalies régionales du champ de température au sol mettent en évidence l'existence de deux noyaux dont l'un au Nord de la latitude 15°N présente un excès de température par rapport à la moyenne sur tout le domaine et associé à une zone dépressionnaire; l'autre au Sud de la latitude 10°N présente des températures inférieures à la moyenne sur tout le domaine et coïncide avec la partie septentrionale de l'anticyclone de Sainte - Hélène. Le gradient thermique entre ces deux zones est d'environ 1°C/100 km. Toute chose égale par ailleurs, l'existence de ce gradient thermique amène à suggérer l'importance de la baroclinicité principalement en juin et juillet.



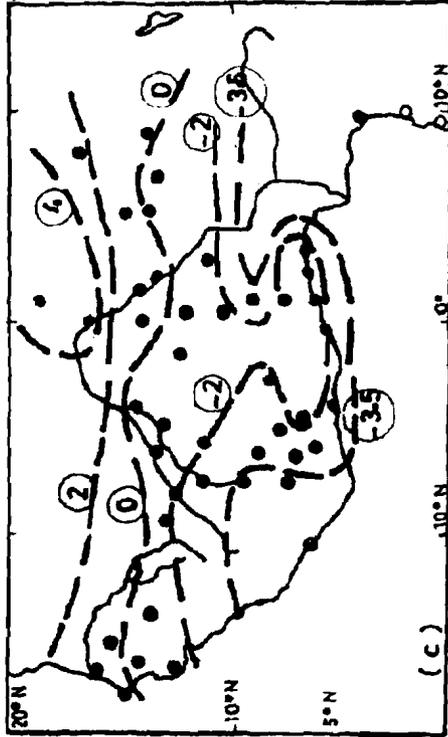
Mai



Juin



Juillet

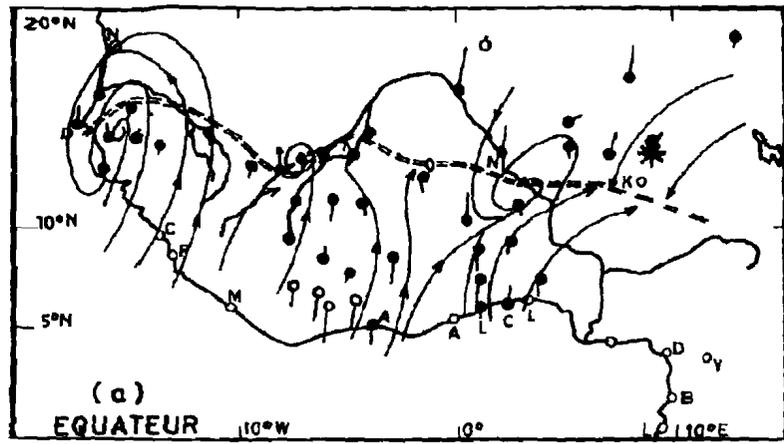


Août

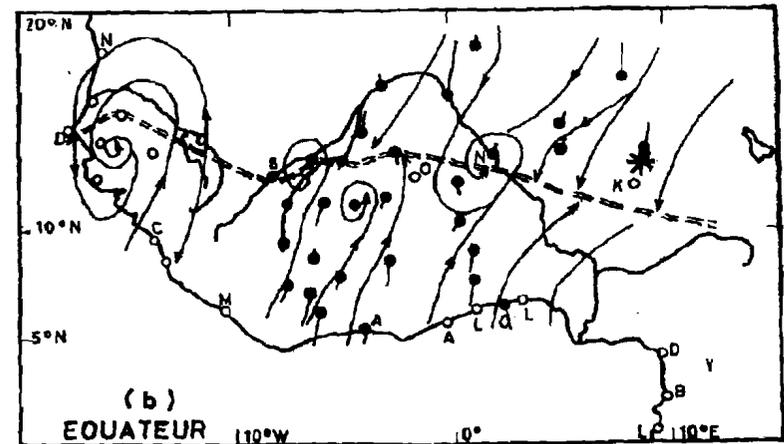
III -3) Anomalies régionales du champ de vent au sol.

Les Figs. III - 8 - a, b, c et d représentent la circulation induite par les anomalies régionales du champ de vent au sol pour les mois de mai, juin, juillet et août. Sur la même figure nous représentons en tiretés doubles (= = = =) la position moyenne du front intertropicale (F.I.T.) déduite de la discontinuité du vent au sol. Nous constatons une remontée relative vers les latitudes élevées de la position du FIT de mai à août. Les cartes d'anomalies régionales du vent au sol font également ressortir des circulations cycloniques apparaissant au sud ou le long du FIT. La valeur maximale du vent sur les figures est de 2.5m/s. Cette circulation au sol se caractérise par l'existence de deux vortex, l'un centré sur le Sud du Niger et l'autre sur le Sénégal pendant toute la période. Entre ces deux vortex, à mesure que la saison avance, nous notons l'apparition d'autres centres cycloniques en nombre de plus en plus élevé. Les deux circulations cycloniques observées sur le Niger et le Sénégal se retrouvent d'ailleurs en permanence sur les cartes synoptiques journalières (SALOUM).

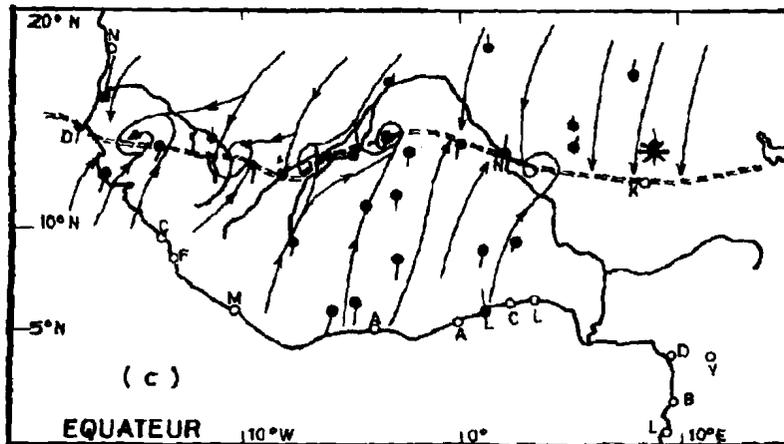
Nous pouvons suggérer que le caractère stationnaire observé dans le champ de vent au sol serait lié à ces centres de vortex alors que la propagation est le résultat du mouvement des petits vortex ayant pu se détacher de ces deux centres tourbillonnaires.



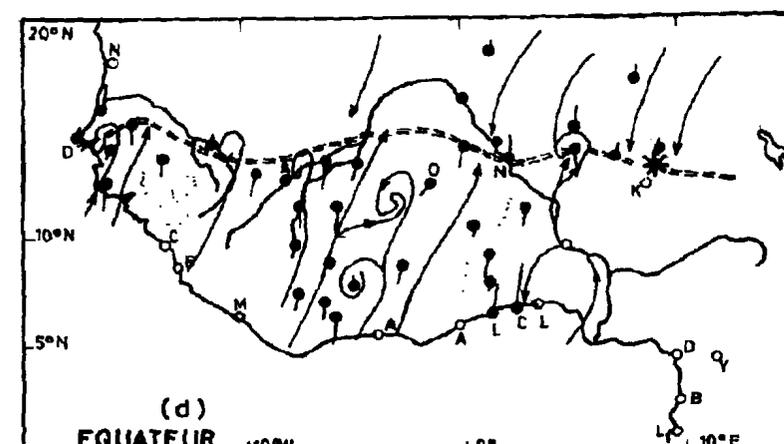
Mai



Juin



Juillet



Août

ig. III - 8 : Anomalies Régionales du Champ du Vent au Sol

CHAPITRE - IV

CARACTÉRISTIQUES DES ONDES AFRICAINES OBSERVÉES PENDANT LA PÉRIODE WAMEX

Dans les chapitres précédents, nous avons constaté l'existence des oscillations de grande échelle dans les champs de pression, de température et de vent. Pour étudier les caractéristiques des fluctuations de ces champs observés pendant la période WAMEX, nous avons procédé à l'analyse spectrale de ces fluctuations, ceci afin de déterminer leurs répartition géographique et leurs caractéristiques en propagation et longueur d'onde.

Pour cela, nous avons utilisé la méthode spectrale basée sur l'entropie maximale (M.E.M). La longueur du filtre utilisé pour la série de 240 données par mois et par paramètre est maintenue constante et égale à 25 pour le calcul de la densité spectrale de puissance. Pour le calcul de l'interspectre entre les stations et entre les paramètres, nous avons utilisé le logiciel M.E.M. écrit par Hayashi (1981) Ce logiciel utilise le critère d'information de AKAIKE (A.I.C.) pour la détermination de la longueur du filtre. Pour notre analyse, la longueur du filtre déterminée par le critère de AKAIKE a été de 13.

I - Spectres des Variables Météorologiques

Dans ce paragraphe, nous mettons en évidence l'existence d'ondes dans les fluctuations des paramètres pression, température et vent au sol, en étudiant leurs spectres de densité de puissance. Sur les figures (IV, 1, 2 et 3), les spectres de puissance sont représentés pour P, T et V et pour les mois de Mai, Juin, Juillet et Août. Les stations représentées dans ces figures sont toutes situées au nord de la latitude 10°N, mais distribuées longitudinalement dans tout le domaine.

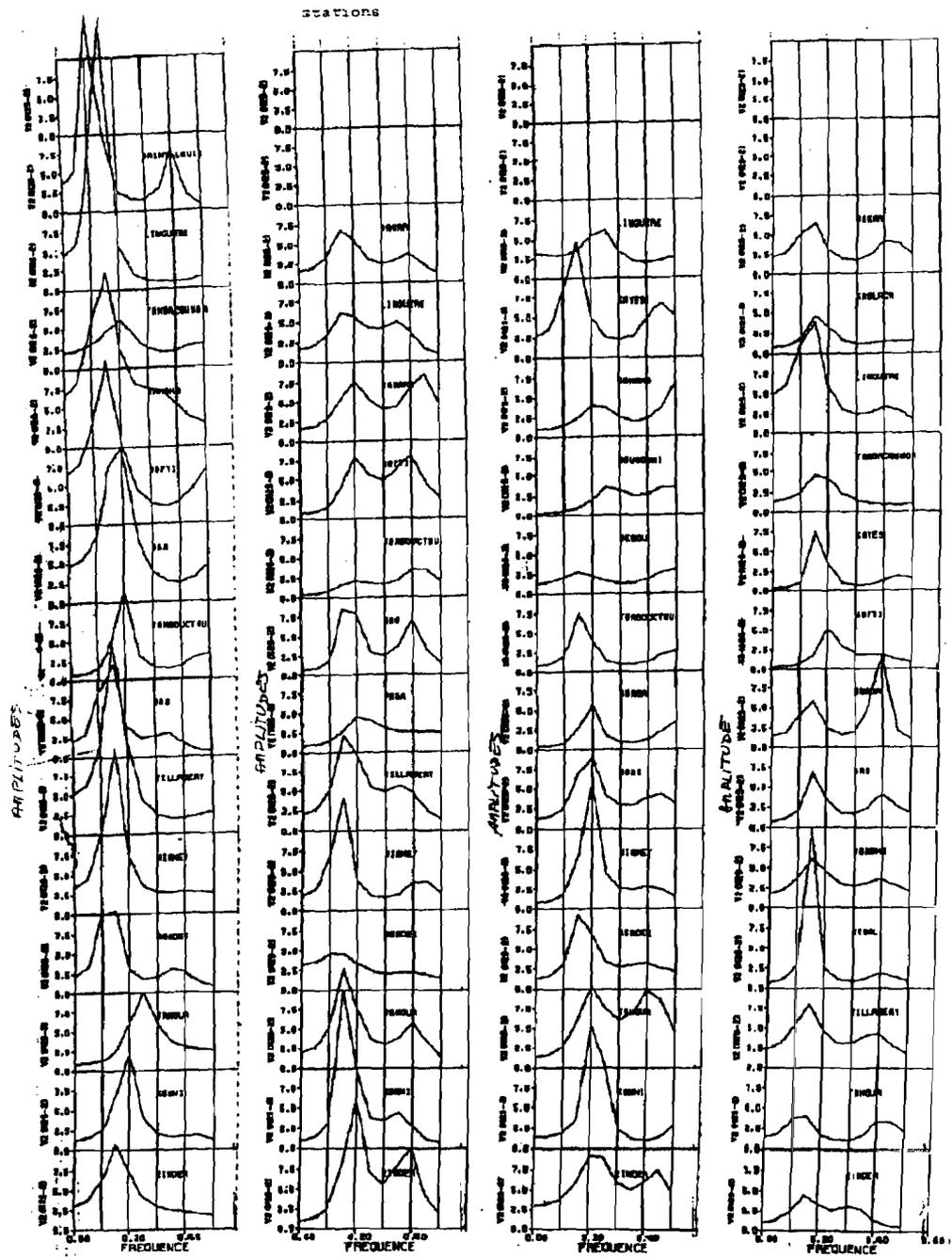


Fig. IV - 2 : Spectres de Puissance de la Température au Sol pour des Stations en Afrique de l'Ouest

Le maximum de la densité spectrale de puissance apparaît généralement dans la bande de périodes 10 à 5 jours en Mai et Juin pour tous les paramètres concernés. En Juillet et Août, ce maximum apparaît dans la bande de périodes 5 - 3.3 jours. Ce glissement s'opère déjà en Juin au niveau de quelques stations. L'estimation plus précise de la fréquence pour laquelle le spectre de puissance est maximum donne les périodes respectivement de 6-7 jours et 4-5 jours. Ce glissement implique que pendant la période concernée les ondes de période 6-7 jours dominent les oscillations (principalement pour les paramètres P et T) pendant les mois de Mai et Juin, alors qu'en Juillet et Août nous avons une prédominance des ondes de période 4-5 jours. Ceci est surtout bien marqué pour les mois de Mai et Août. Ces oscillations se retrouvent aussi au Sud de la latitude 10 N, mais avec des amplitudes moins marquées (figures non montrées).

Ainsi l'analyse spectrale des fluctuations des champs de pression, température et vent nous a permis de mettre en évidence deux types d'ondes. De ce fait nous aborderons l'étude des caractéristiques en distinguant les **ondes de période 6-7 jours de celles de période 4-5 jours.**

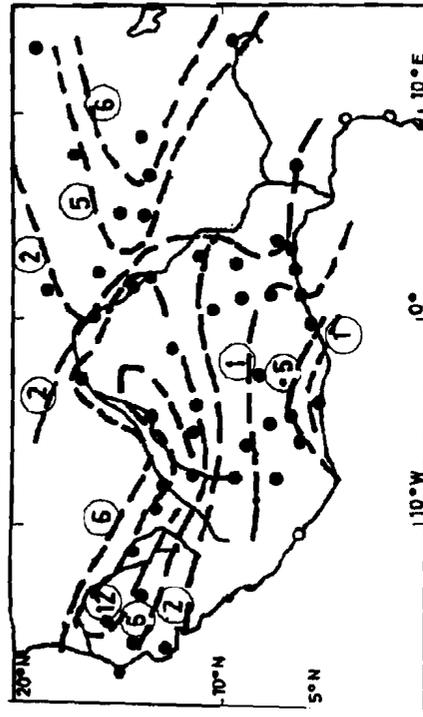
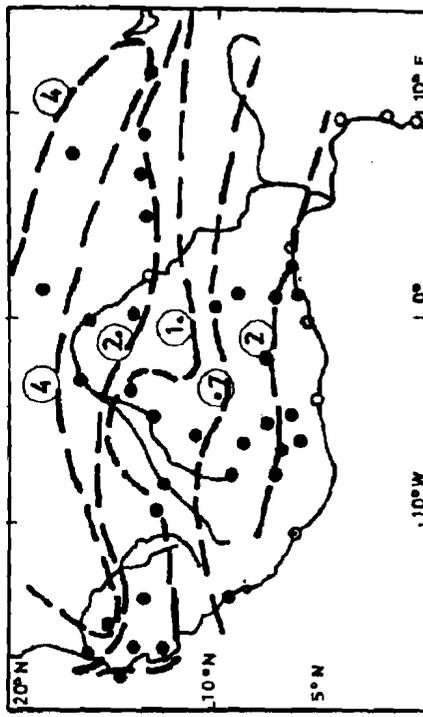
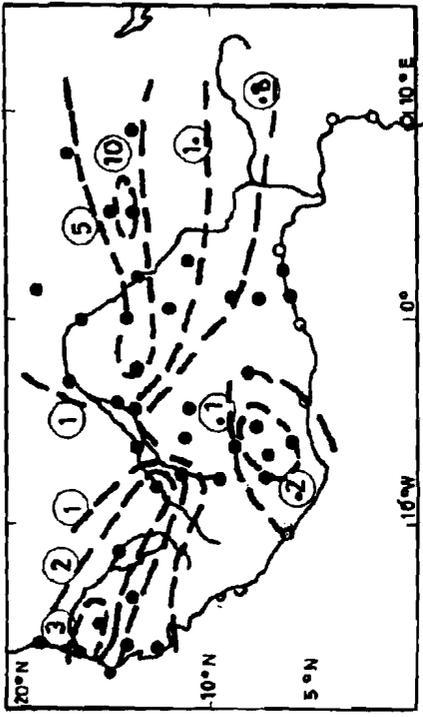
I - 1) - Caractéristiques des ondes de période 6-7 jours.

a) Variations géographiques et temporelles de l'amplitude des oscillations de P, T et V.

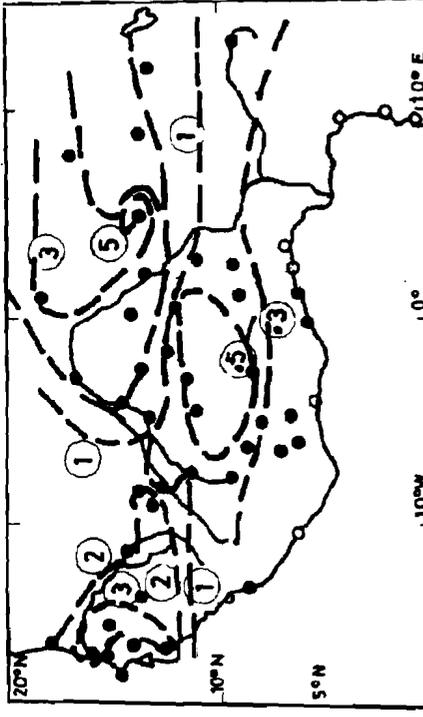
Nous venons de voir que les oscillations de P, T et V sont dominées par des ondes de période 6-7 jours et 4-5 jours et que les premières sont plus intenses en Mai et Juin tandis que les dernières sont plus intenses en Juillet et Août. Nous allons essayer de **voir de quelle façon les amplitudes varient géographiquement et aussi avec le temps.**

*** Pression au sol:**

Nous avons porté les variances maximales obtenues pour la période de 6-7 jours sur Fig. IV - 4. Les stations sont indiquées en points noirs. En tiretés nous représentons les isolignes de la densité spectrale de puissance. Nous pouvons remarquer comme il a été dit plus haut que la densité spectrale de puissance est maximale au nord de 10 N.



Mai

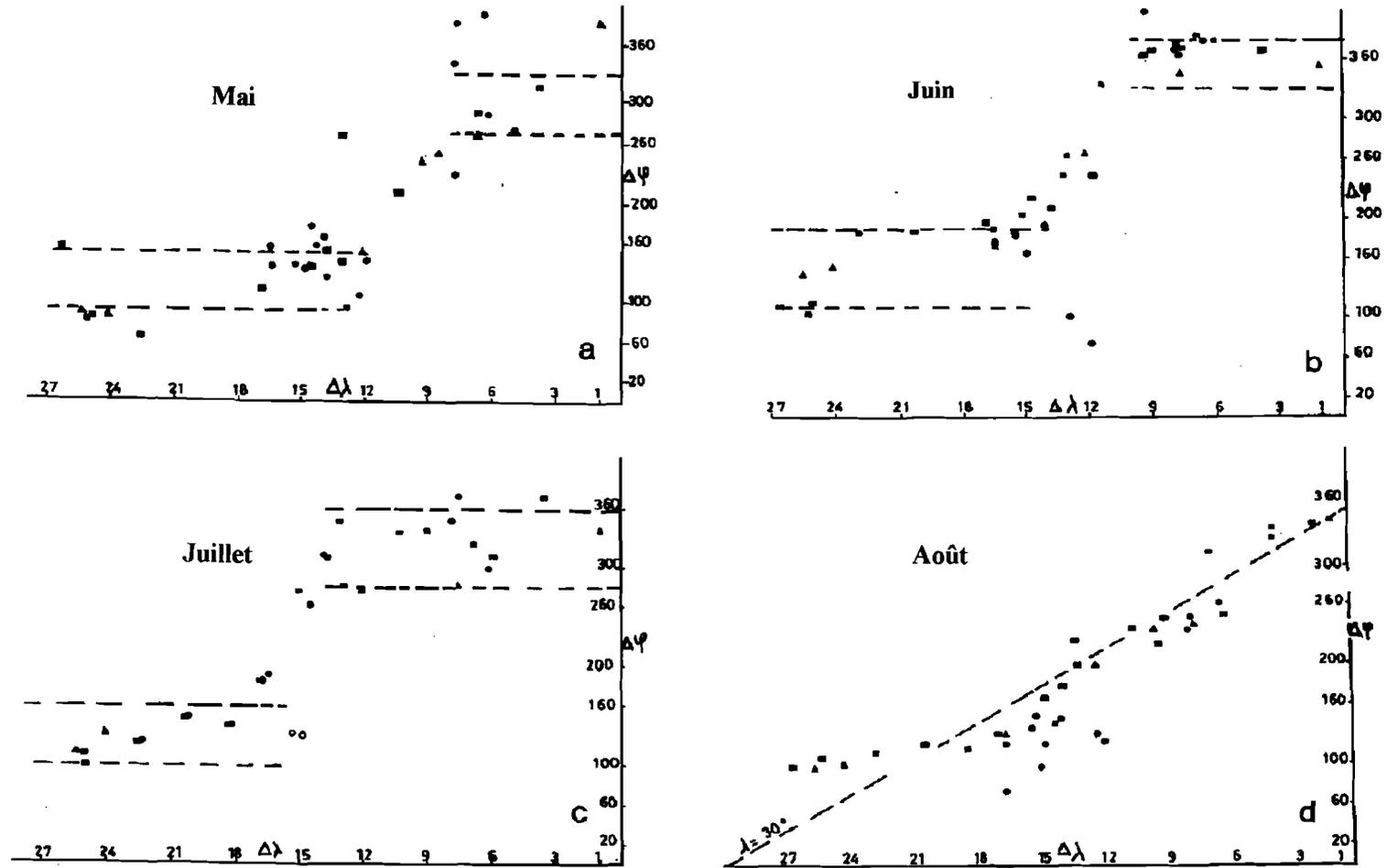


Pour le mois de Mai, nous distinguons **l'existence de deux noyaux de valeurs maximales** de la puissance spectrale, l'un de valeur 6 (hPa^2) situé à l'Est du méridien 0 de longitude, l'autre de valeur plus élevée, 12 (hPa^2) s'étendant de 5°W à 18°W sur la cote Ouest. Entre ces deux noyaux nous avons une zone de minimum de densités spectrales de puissance. En Juin nous notons un déplacement vers l'Ouest des deux noyaux avec un renforcement de celui à l'Est du méridien zéro qui atteint la valeur de 10 (hPa^2) alors que celui à l'Ouest tombe à 3 (hPa^2). La zone de discontinuité se trouve déplacée vers 5°W . En Juillet, il y a une diminution du maximum de la densité spectrale de puissance (5 (hPa^2)) du noyau à l'Est du méridien 0 en longitude qui continue cependant son extension vers l'Ouest. Le maximum (3 (hPa^2)) à l'Ouest du méridien zéro se localise sur la côte Est. La zone de discontinuité est située autour de 7°W . **En Août les deux noyaux de maximum de densité spectrale de puissance fusionnent en un seul s'étendant d'Est en Ouest sur tout le domaine de latitudes comprises entre 12°N - 20°N .**

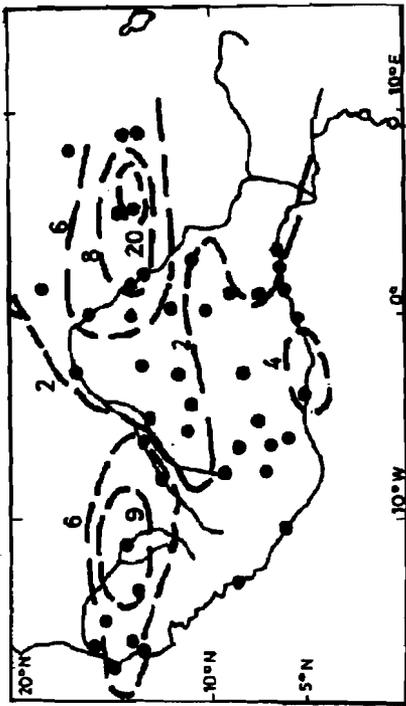
** Température au sol*

Sur Fig. IV-5, sont représentées les variances obtenues pour les oscillations de 6-7 jours de la température au sol pour les mois de Mai à Août. Les points noirs représentent les stations et les contours en tiretés représentent les lignes d'iso-variance des fluctuations de la température. Nous remarquons que d'une façon générale pour tous les mois la variance est maximale au Nord de 10°N .

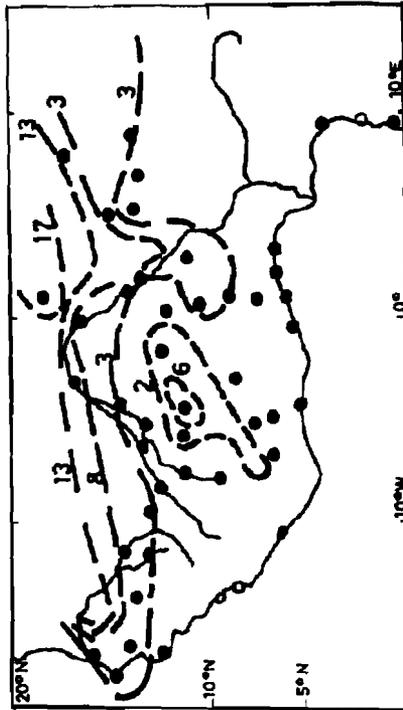
Pour le mois de Mai nous constatons **l'existence de deux noyaux de variances maximales** dont l'une de valeur $30(^{\circ}\text{C}^2)$ centré autour du méridien 0 de longitude s'étendant de 6°W à 10°E et l'autre de valeur $35(^{\circ}\text{C}^2)$ centré sur 15°W . La zone de discontinuité est placée autour de 8°W . Pour le mois de Juin, nous observons une migration vers l'Est de ces noyaux suivie d'une diminution de la variance ($20(^{\circ}\text{C}^2)$) pour le noyau le plus à l'Est et 9 ($^{\circ}\text{C}^2$) pour celui de l'Ouest). La zone de discontinuité s'étend de 0 de longitude à 8°W . En Juillet, la même configuration observée en Mai et Juin se maintient en l'occurrence l'existence des deux noyaux séparées ici par une zone de discontinuité entre 8°W et 10°W . Les variances maximales à l'Est sont plus faibles que précédemment. Elles sont de $7(^{\circ}\text{C}^2)$ pour ce noyau à l'Est du méridien zéro et de $10(^{\circ}\text{C}^2)$ pour celui à l'Ouest. **En Août comme nous l'avons vu sur la pression, les deux noyaux se fondent en un seul avec la variance maximale ($17(^{\circ}\text{C}^2)$) au nord de 15°N .** Faisons remarquer que les zones de valeurs maximales de la variance de la température intéressent les régions de fortes anomalies des fluctuations de la température.



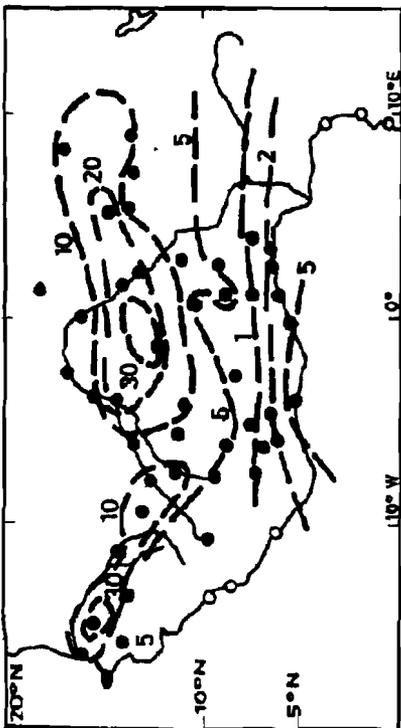
V - 5 : Variation de la Phase des Ondes de Période de 6 - 7 jours de la Pression en fonction de la Distance Longitudinale



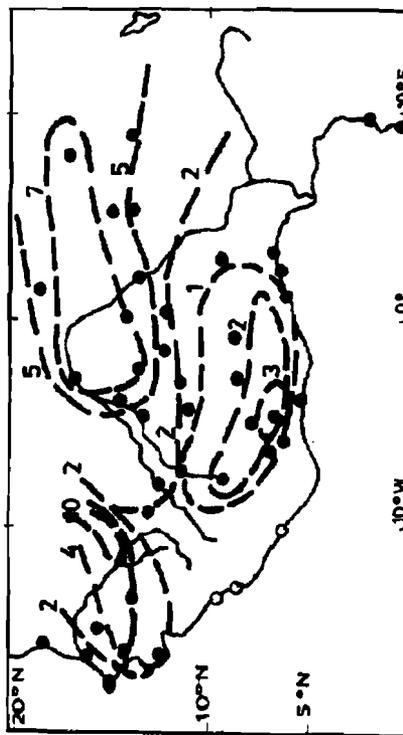
Juin



Août



Mai



Juillet

** Vent au sol*

La distribution géographique et temporelle de la variance du vent méridien au sol est représentée sur Fig. IV-6 pour les mois de Mai à Août. Les points noirs représentent les stations et les tiretés les iso-contours de variance. Ici également la variance est maximale autour de 15°N. Elle est faible au Sud de 10°N au Nord de 17°N.

Pour le mois de Mai, les valeurs maximales de la variance du vent méridien au sol sont centrées autour des méridiens 0 et 16°W avec des valeurs respectives de 10 (m/s)² et 5 (m/s)². **Les valeurs de la variance se répartissent ainsi en deux noyaux séparés par une zone de discontinuité centrée autour de 10°W.**

Pour les mois de Juin, Juillet et Août nous assistons à une stabilisation de la limite Sud de la zone d'amplitude maximale vers 14°N en même temps qu'une diminution relative des amplitudes des variances. Les amplitudes maximales sont de 7 (m/s)² sur la cote Ouest, 9 (m/s)² au voisinage du méridien 0 en Juin, 4 (m/s)² sur la cote Ouest et 2 (m/s)² entre 5°E - 10°E en Juillet. **Ces deux noyaux de variances maximales mises en évidence pour les mois de Mai à Juillet se fondent en un seul pendant le mois d'Août.** On obtient une zone étendue d'Ouest jusqu'au méridien 0 de longitude de valeurs maximales de variance (4 (m/s)²). Nous retrouvons donc pour les fluctuations du vent méridien au sol la même structure en deux noyaux séparés par une zone de continuité en Mai et Juillet puis une fusion de ces deux noyaux de variances maximales en Août.

Conclusion:

Les répartitions géographiques et temporelles des variances de la pression, de la température et du vent méridien au sol montrent que les densités spectrales de puissances sont maximales entre 10°N et 20°N pour tous les trois paramètres et ce, pendant les mois de Mai à Août.

Il existe généralement deux noyaux de variances maximales pour les mêmes mois (Mai à Juillet) et pour tous les paramètres P, T et Vent, alors qu'en Août nous assistons à une fusion des deux noyaux donnant une seule bande d'extension Est-Ouest.

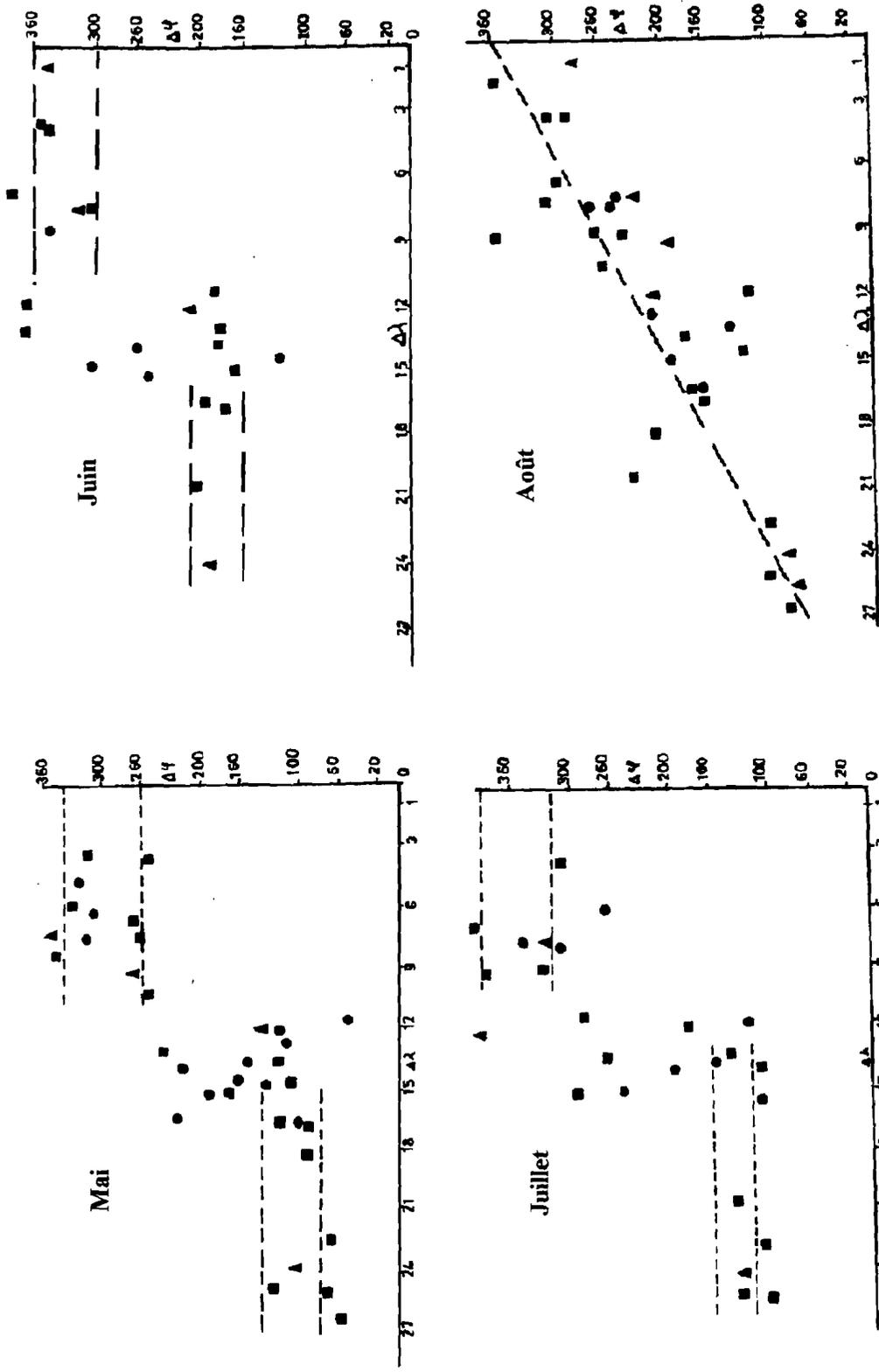
Pour des ondes d'une période similaire observées dans les fluctuations des paramètres P, T et V, il n'a pas été rapporté des variations géographiques notamment en deux noyaux séparés par une zone de discontinuité.

b) Caractéristiques de propagation.

Les caractéristiques de propagation des ondes sont mises en évidence en étudiant **les variations de la phase avec la distance longitudinale entre les stations.** Nous avons pris comme référence la station de Zinder (8,98°E, 14°N) pour une raison qui apparaîtra évidente par la suite. D'habitude la méthode utilisée consiste à prendre la variation de la phase avec la distance longitudinale entre toutes les paires de stations.

**Pression au sol*

Nous portons les différences de phase de l'onde au niveau de la station de Zinder et à celui des autres stations en fonction de la distance longitudinale qui sépare ces stations de celle de Zinder (Fig. IV - 7) pour les ondes de période 6-7 jours. Nous remarquons une grande dispersion de la phase de l'onde. Nous notons cependant qu'en mai, la phase reste pratiquement constante jusqu'à 8 ° à l'ouest de Zinder (1°E). Elle fluctue entre 300° et 360°. De 8° à l'Ouest de Zinder (1°E) à 13° à l'Ouest de Zinder (4°W), nous avons une zone où la phase varie énormément (200°). A partir de 13 ° à l'Ouest de Zinder (4°W) jusque sur la côte Ouest la phase redevient pratiquement constante. Elle fluctue entre 120° et 180°. **Entre ces deux régions où les variations de la phase avec la distance entre les stations sont pratiquement constantes, le déphasage est d'environ 180°.** En juin et en juillet, la phase présente le même type de variations qu'en mai avec un déplacement vers l'Ouest de la zone de discontinuité. Ainsi en juin toutes les stations à l'Est du méridien 1°W présentent approximativement la même phase (330° - 360°), de même toutes les stations à l'Ouest du méridien 5°W (14° à l'Ouest de Zinder) présentent approximativement la même phase (110° - 190°). En juillet, nous avons environ la même phase (280° - 360°) pour toutes les stations à l'Est du méridien 5°W (14 ° à l'Ouest de Zinder) et une phase approximativement la même pour les stations à l'Ouest du méridien 7°W (16 ° à l'Ouest de Zinder).



IV - 8 : Variation de la Phase des Ondes de 6 - 7 jours de la Température en fonction de la Distance entre les Stations

En août les variations de la phase montrent une décroissance à peu près linéaire à mesure que l'on s'éloigne de Zinder, indiquant une propagation d'Est en Ouest. Nous avons tracé en pointillés la droite correspondant à une longueur d'onde de 30° de longitude (3300 km). Les points expérimentaux semblent s'aligner avec une

certaine dispersion, autour de cette droite impliquant que l'onde qui se propage a une longueur de 3300 km. La vitesse de propagation de l'onde est d'environ 6 m/s.

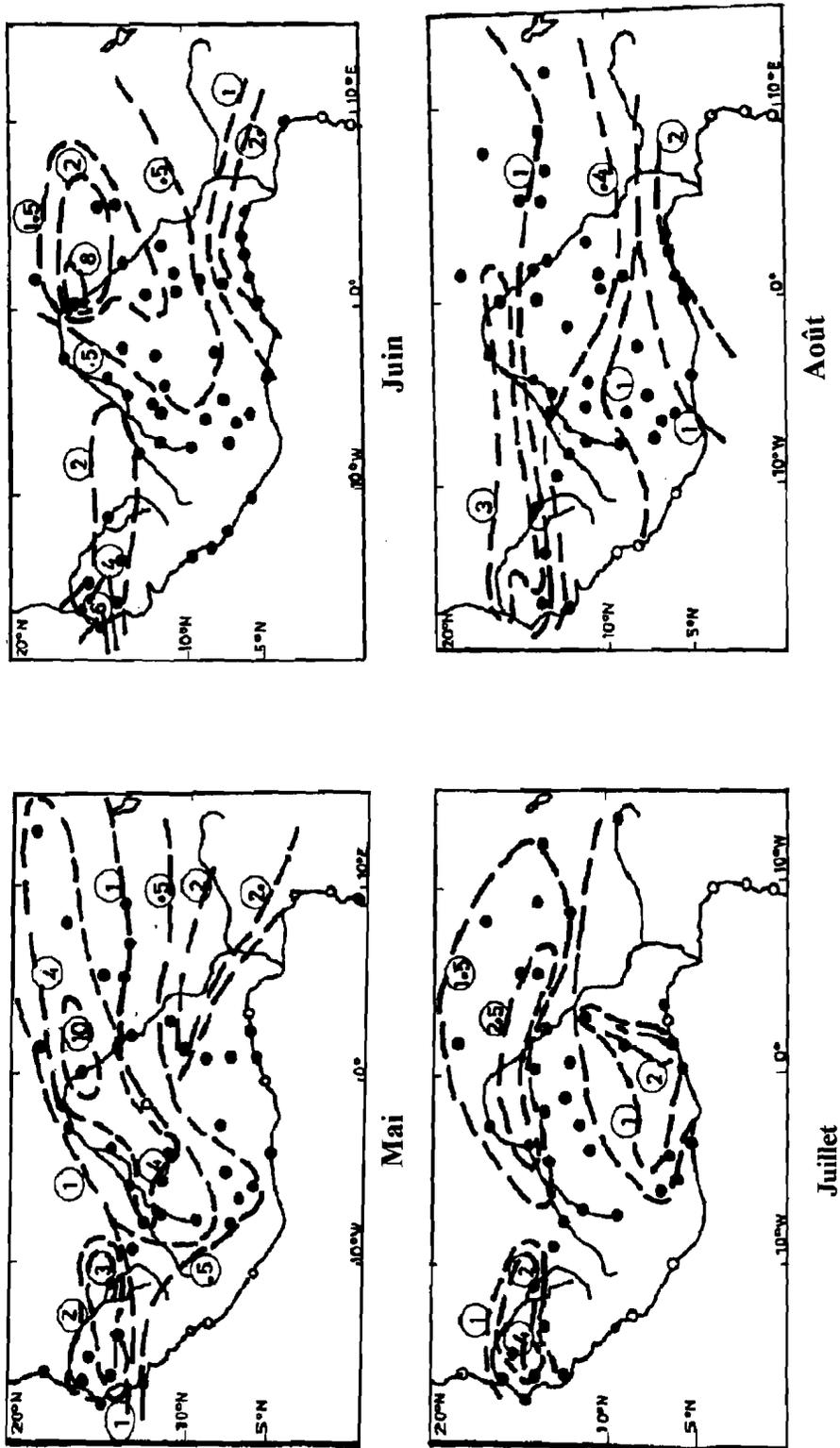
En conclusion, l'analyse spectrale des fluctuations de la pression au sol a permis de mettre en évidence des ondes de périodes 6-7 jours, de longueur 3300 km, qui se propagent d'Est en Ouest, en août, à la vitesse de 6 m/s. Par contre, de mai à juillet, ces ondes sont stationnaires et ont une longueur de l'ordre de 4000 km.

L'amplitude des oscillations du champ de pression au sol est maximale en mai ou elle dépasse souvent $3,7 \text{ hPa}^2$ à l'Ouest du méridien 3°W , principalement au Nord de la latitude 10°N . Pendant tout le reste de la période d'étude (juin à août) l'amplitude des oscillations varie entre 1 hPa^2 et $3,1 \text{ hPa}^2$ au Nord de la latitude 10°N .

****Température au sol.***

Afin d'étudier les caractéristiques des ondes de période 6 - 7 jours, nous avons représenté sur la figure (IV-8) les variations de la phase avec la distance entre les stations comptées à partir de Zinder comme origine, respectivement pour les mois de mai, juin, juillet et août.

En mai, juin et juillet, nous remarquons que **la phase présente deux paliers séparés par une discontinuité malgré une certaine dispersion des points**. En effet en Mai les stations situées à 10° de longitude à l'Ouest de Zinder (méridien 1°W) présentent une phase variable entre 260° et 340° . De 15° à 27° de longitude à l'Ouest de Zinder, nous avons une autre région où la phase varie entre 80° et 140° . Entre ces deux régions nous observons une discontinuité. En juin la zone de discontinuité se situe 10° et 13° de longitude de Zinder (méridien 2°W et 6°W). A l'Est de cette zone, la phase varie entre 300° et 360° et à l'Ouest elle varie entre 160° et 200° . En juillet, nous observons une variation de phase similaire à celle des mois de mai et de juin. La zone de discontinuité est située entre 10° et 13° de longitude de Zinder (méridien 1°W et 4°W) avec à l'Est, une région où la variation de phase est comprise entre 320° - 380° et à l'Ouest une phase variant entre 120° - 160° . Ainsi de mai à juillet, malgré une certaine dispersion, la variation de phase par rapport à Zinder est pratiquement constante pour les stations situées à l'Est des méridiens 1°W et 2°W et pour celles situées à l'Ouest du méridien 6°W . Ces deux régions présentent entre elles des différences de phase d'environ 180° , suggérant l'existence d'ondes stationnaires.



g. IV - 6 : Répartition Régionales de la Variance des Ondes du Vent Méridien

En Août, par contre, la variation de la phase par rapport à Zinder en fonction de la distance séparant les stations de celle de Zinder présente une décroissance linéaire confirmant l'existence d'une onde qui se déplace d'Est en Ouest. Les points semblent s'aligner sur la droite de longueur d'onde 32° soit environ 3500 km.

En conclusion, les résultats de l'analyse spectrale des fluctuations du champ de température au niveau des stations a mis en évidence des ondes de période 6-7 jours. Ces ondes restent stationnaires de mai à juillet et ne se propagent qu'en Août. La direction de propagation est d'Est en Ouest et la vitesse moyenne de propagation de 6 m/s. Leur longueur est de l'ordre de 3500 km. Les ondes stationnaires ont une longueur d'environ 3800 km. Les régions d'amplitude maximale des ondes sont liées aux régions de fortes anomalies de température par rapport à la température moyenne sur toute la région.

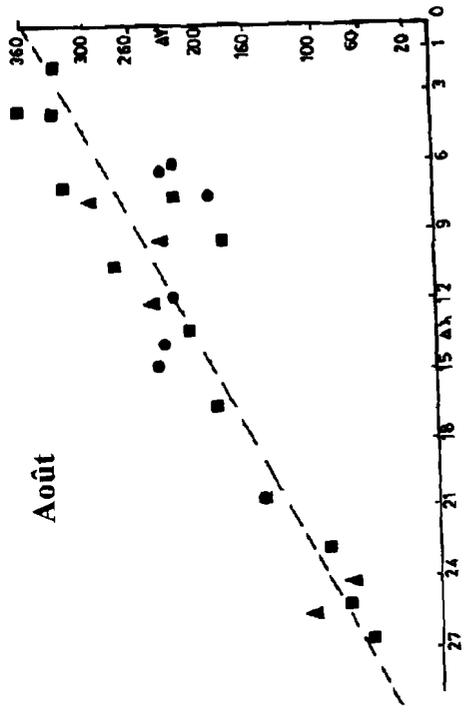
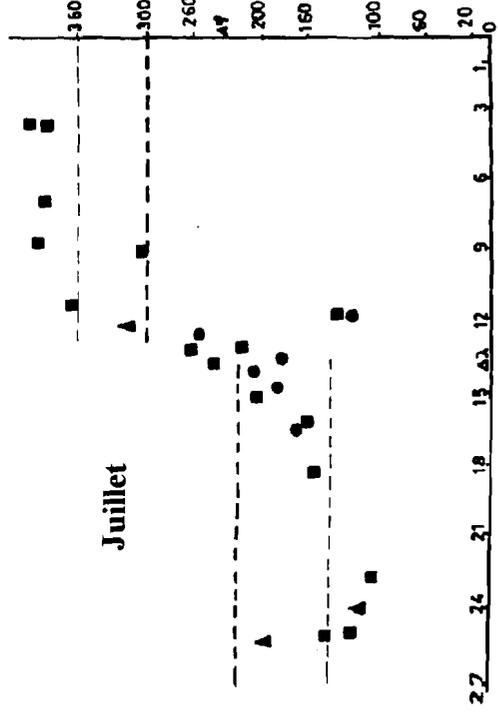
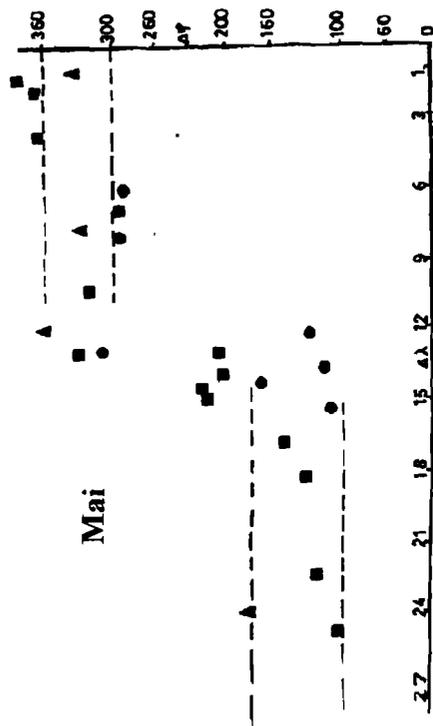
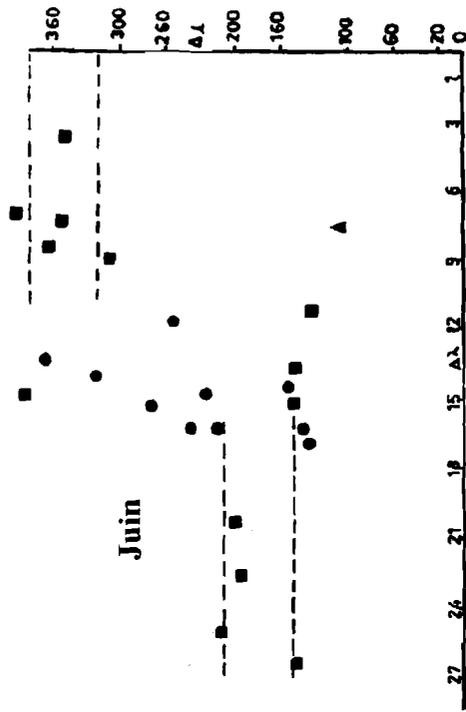
** Vent au Sol.*

Nous présentons sur la figure (IV - 9) les courbes de variation de la phase des ondes de 6 - 7 jours avec la distance entre stations respectivement pour les mois de mai, juin, juillet et août. La station prise pour origine est Zinder (8,98°E).

En Mai, la phase fluctue entre 300° - 360° à l'Est du méridien 2°W, soit jusqu'à 11° de longitude à l'Ouest de Zinder et entre 100° - 180° à l'Ouest du méridien 6°W. La zone de transition se situe entre 11° - 15° de longitude de Zinder (2°W - 6°W). En juin, la zone de transition se situe entre 11° - 15° de longitude à l'Ouest de Zinder avec à l'Est de cette zone de transition une phase fluctuant entre 320° - 380° et à l'Ouest une phase variant entre 150° - 210° . En juillet, la zone de transition est plus réduite, 13° - 14° de longitude à l'Ouest de Zinder, avec à l'Est une phase variant entre 300° - 360° et à l'Ouest une phase variant entre 100° - 160° .

En août, par contre, la courbe de variation de phase montrent que les points se distribuent approximativement autour d'une droite inclinée W-E indiquant que les ondes des périodes 6-7 jours se propagent d'Est en Ouest. Elles ont une longueur de l'ordre de 33° de longitude et se propagent à la vitesse de 6 - 8 m/s.

Ainsi, les fluctuations de la composante méridienne du champ de vent au sol sont caractérisées par l'existence, entre autres, d'ondes de période 6-7 jours qui ne se propagent que durant le mois d'août. Ces ondes ont des longueurs de 3600 km et se déplacent d'Est en Ouest en août à la vitesse de 6 - 8 m/s. De mai à juillet, les ondes sont stationnaires et ont une longueur moyenne de 3600 km. Ces résultats viennent confirmer ceux que nous avons obtenus lors de l'analyse des fluctuations des champs de pression et de température.



Conclusion:

L'étude de la variation de phase de l'onde de période 6 - 7 jours par rapport à la distance longitudinale séparant Zinder des autres stations a permis de mettre en évidence les caractéristiques suivantes:

- les ondes sont stationnaires de mai à juillet et ont une longueur variant entre 3600 km - 4000 km, la zone de discontinuité située entre les deux maxima de variances représente le noeud, tandis que les régions de variances maximales sont les ventres. Les oscillations à l'Est de la zone de discontinuité sont en opposition de phase avec celles à l'Ouest de cette zone. Ce qui confirme nos résultats sur l'analyse des différences régionales des fluctuations des paramètres P et T donnés plus haut.

- les ondes de période 6-7 jours sont en propagation d'Est en Ouest pendant le mois d'août. Elles ont une longueur comprise entre 3300 et 3500 km et se propagent à la vitesse moyenne de 6-8 m/s. Ceci explique pourquoi les deux noyaux de variances maximales fusionnent pendant le mois d'août.

II - Ondes de Période de 4 - 5 Jours

Un autre trait marquant de nos résultats de l'analyse spectrale des paramètres P, T, et V est l'existence d'ondes de période 4 - 5 jours. Des études antérieures à la notre ont déjà signalé l'existence de telles ondes (voir introduction). Nous présentons ci-dessous nos résultats sur les caractéristiques des ces ondes afin de les comparer à ceux déjà connus. Nous adoptons ici aussi la même démarche que lors de l'étude des ondes de période 6 - 7 jours, à savoir les variations de la densité spectrale d'énergie dans l'espace et les variations de la phase avec la distance entre les stations. Nous prenons de même comme origine la station de Zinder.

a) Variations spatiales de la densité spectrale d'énergie du paramètre P au sol.

Nous donnons sur les figures fig.(IV-10) respectivement pour les mois de mai, juin, juillet et août, les variations spatiales de la densité spectrale d'énergie de la pression au sol. Des amplitudes maximales (= 8 - 12 hPa²) intéressent surtout la bande de

latitude $10^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$ en mai et juin et ($10 - 14 \text{ hPa}^2$) en juillet et août dans la bande de latitude $15^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$. Nous observons deux noyaux d'amplitudes maximales ($8 - 9 \text{ hPa}^2$) en mai centrés respectivement autour de ($5^{\circ}\text{E}, 14^{\circ}\text{N}$) et ($14^{\circ}\text{W}, 14^{\circ}\text{N}$) séparés par une zone de discontinuité centrée autour de 6°W .

En juin nous observons un éloignement des deux noyaux d'amplitudes maximales avec renforcement de celui situé à l'Est ($12,7 \text{ hPa}^2$) qui se trouve maintenant centré sur ($4^{\circ}\text{E}, 14^{\circ}\text{N}$) et affaiblissement de celui situé à l'Ouest ($8,5 \text{ hPa}^2$) actuellement centré sur ($17,5^{\circ}\text{W}, 14^{\circ}\text{N}$). La zone de discontinuité se situe autour de $4 - 5^{\circ}\text{W}$.

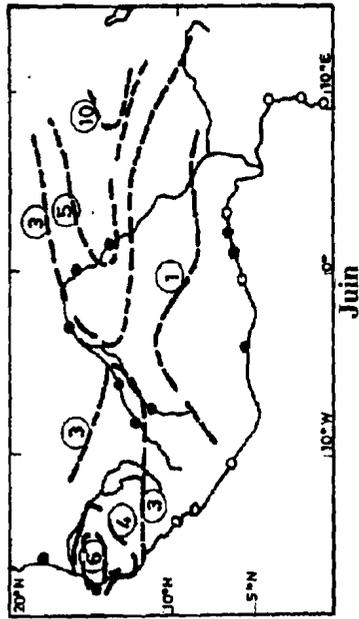
En juillet **les deux noyaux se fondent en un seul**. Les amplitudes maximales de $10,7 \text{ hPa}^2$ s'étendent approximativement au nord de la latitude 14°N . En août la zone d'amplitude maximale s'étend d'Est en Ouest sur tout le domaine avec une valeur plus élevée ($= 13,5 \text{ hPa}^2$).

En conclusion, la répartition spatiale de la densité spectrale d'énergie indique que pendant **les mois de mai et de juin, nous avons deux noyaux d'amplitudes maximales** localisées dans les parties Est et Ouest du domaine d'étude et au Nord de la latitude 10°N . Ces noyaux sont séparés par une zone de faible amplitude située autour du méridien 6°W . En juillet et en août, **ces deux noyaux forment un seul qui occupe toute la partie Nord** et s'étend d'Est en Ouest du domaine. Les ondes intéressent pendant cette période toute la bande de latitude $10^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$.

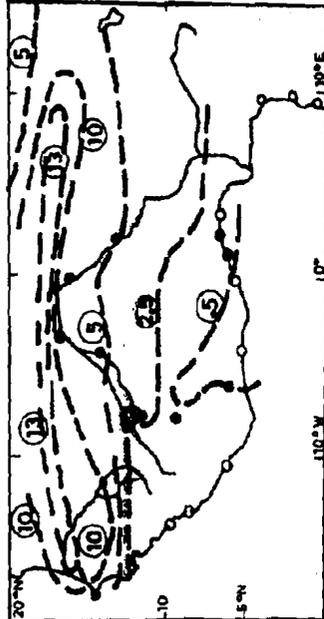
b) Variations de la phase avec la distance entre les stations.

Afin de mieux déterminer la nature de ces ondes nous avons procédé à la représentation graphique de la variation de la phase des ondes avec la distance séparant chaque station de celle de Zinder. Nous représentons ainsi sur les figures (Fig. IV-11)) ces variations de phase respectivement pour les mois de mai, juin, juillet et août.

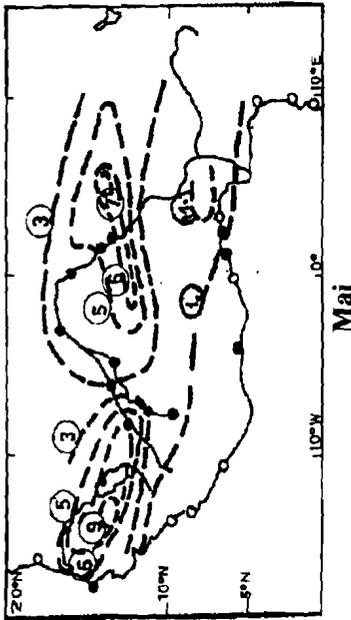
La variation de phase montre que pour le mois de mai, la phase fluctue entre $280^{\circ} - 360^{\circ}$ pour les stations situées jusqu'à 13 de longitude à l'Ouest de Zinder soit à l'Est du méridien 4°W et entre $170^{\circ} - 220^{\circ}$ pour les stations situées au-delà de 14° de longitude à l'Ouest de Zinder soit donc au-delà du méridien 5°W . Il apparaît ainsi entre ces deux zones une différence de phase de l'ordre de 130° .



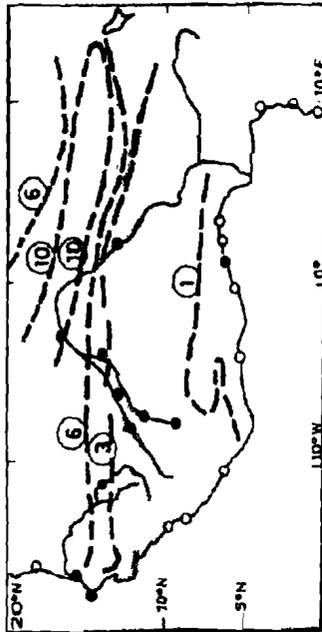
Jun



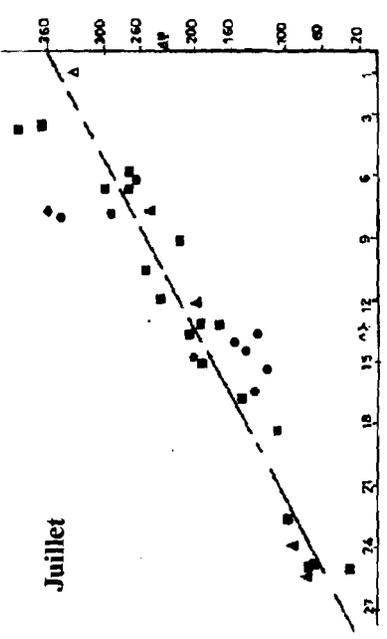
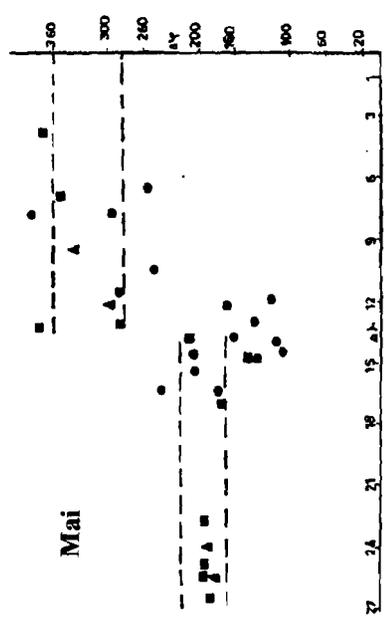
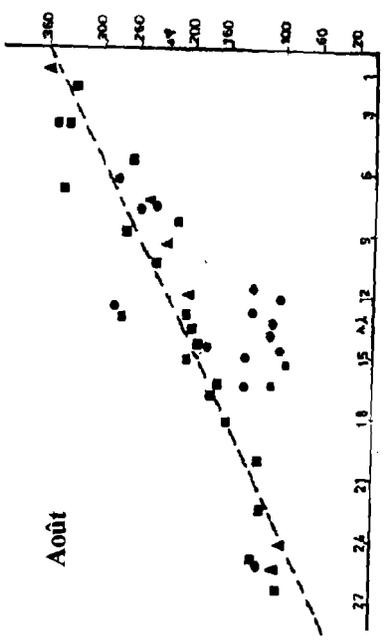
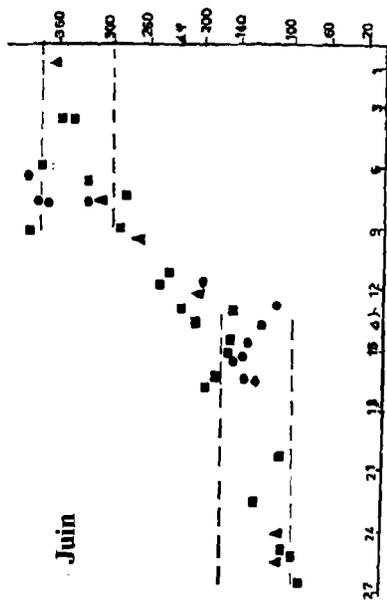
Août



Mai



Juillet



En Juin, nous retrouvons le même type de variation de la phase avec cependant la zone de discontinuité plus large et plus à l'Est que celle observée en Mai (9° - 14° de longitude à l'Ouest de Zinder soit entre le méridien 0° et 5° W). A l'Est de cette zone de discontinuité, la phase fluctue entre 300° et 360° et à l'Ouest entre 100° et 180° , avec une différence de phase entre ces deux zones de 180° , indiquant que les ondes sont en opposition de phase.

En Juillet et en Août par contre la variation de la phase avec la distance longitudinale séparant Zinder des autres stations indique que les ondes de période 4-5 jours se propagent d'Est en Ouest. Les points semblent s'aligner sur la droite correspondant à une longueur d'onde de 30° de longitude (= 3300 km) en Juillet et 33° de longitude (= 3630 km) en Août, soit une longueur d'onde moyenne de 3500 km pour une vitesse moyenne de propagation d'environ 8-9 m/s.

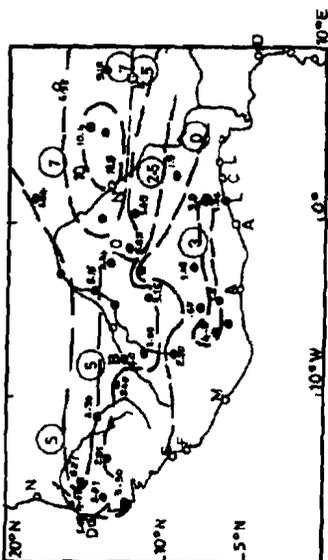
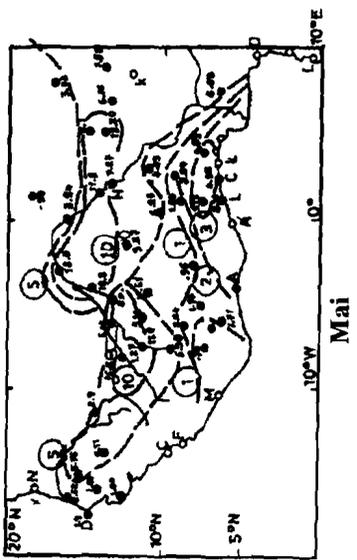
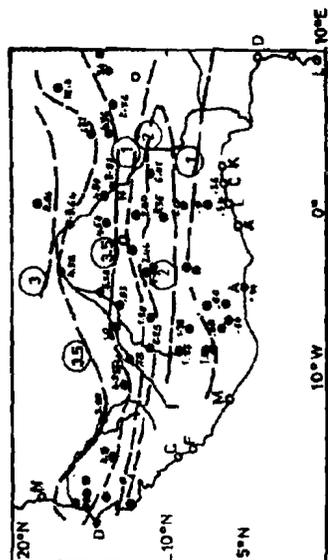
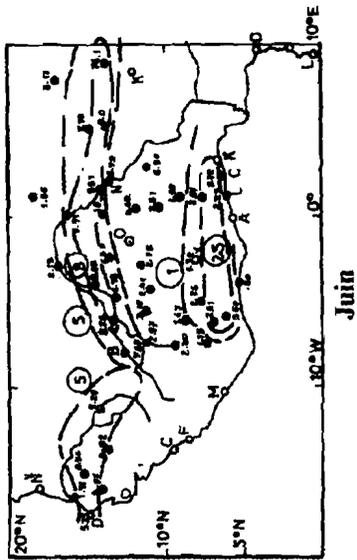
En conclusion, les ondes de période 4-5 jours, autres que les ondes de ROSSBY-HAURWITZ, du champ de pression au sol sont des ondes stationnaires en Mai et Juin et présentent une longueur d'environ 3800 - 4000 km. En Juillet et en Août, ces ondes se propagent d'Est en Ouest. Elles ont une longueur moyenne de 3500 km et une vitesse de propagation d'environ 8 - 9 m/s.

c) Variations spatiales de la densité spectrale d'énergie du paramètre T.

Les figures (Fig. IV-12) donnent la répartition géographique de la densité spectrale d'énergie des ondes de période 4 - 5 jours, respectivement pour les mois de Mai, Juin, Juillet et Août. L'énergie de ces ondes est maximale surtout dans la bande de latitude 10° N - 17° N.

En Mai nous observons deux noyaux d'énergie maximale $20 (^{\circ}\text{C}^2)$ centré sur (5° W, $13,5^{\circ}$ N) et $12,2 (^{\circ}\text{C}^2)$ centré sur (5° E, 14° N). En Juin nous observons un déplacement vers l'Ouest du premier noyau qui voit son intensité diminuer ($5,71 (^{\circ}\text{C}^2)$) centré sur ($17,5^{\circ}$ W, 15° N) tandis que le deuxième s'intensifie à mesure qu'il s'éloigne vers l'Est ($16,1 (^{\circ}\text{C}^2)$) centré sur (9° E, 14° N).

En Juillet nous avons une zone très étendue d'Est en Ouest d'énergie supérieur à $5 (^{\circ}\text{C}^2)$ avec un maximum de $16 (^{\circ}\text{C}^2)$ centré sur (2° E, $13,5^{\circ}$ N). Pendant le mois d'Août nous n'observons qu'une bande de faible épaisseur s'étendant d'Est en Ouest et d'énergie variant entre $3,5 (^{\circ}\text{C}^2)$ et $6 (^{\circ}\text{C}^2)$. Une valeur élevée de l'énergie se note cependant autour de (8° E, 17° N), mais reste isolée.



Dans le Sud nous remarquons de Mai à Juillet l'existence d'un noyau d'énergie relativement faible qui s'étend progressivement sur la région sud-ouest en s'intensifiant dans cette région. Il subit une remontée en latitude de Mai à Août.

En conclusion, la répartition spatiale du spectre d'énergie des ondes du champ de température, de période 4-5 jours montre **l'existence de deux noyaux d'énergie maximale qui migrent en, s'éloignant respectivement vers l'Est et vers l'Ouest en Juin. Ces noyaux se fondent en un seul avec un seul maximum en Juillet et Août.** L'énergie étant plus faible en Août qu'en Juillet.

d) Variations de la phase avec la distance entre les stations.

Afin d'étudier les caractéristiques de propagation des ondes de température de période 4-5 jours nous représentons sur les figures (Fig. IV-13) les variations de la phase avec la distance longitudinale séparant la station origine des autres stations, respectivement pour les mois de Mai, Juin, Juillet et Août.

En Mai et Juin nous pouvons remarquer l'existence de deux zones où les variations de phase paraissent constantes (360° et 200°) en Mai et (330° et 100°) en Juin. Compte tenu de la grande dispersion des points et des erreurs de calcul et de relevées de données nous pouvons conclure à un déphasage approximatif de 180° entre les deux zones pour ces mois ; ce qui nous amène à dire que ces ondes restent stationnaires en Mai et Juin et donc que des phénomènes stationnaires en opposition de phase intéressent les régions situées à l'Est et à l'Ouest des méridiens 2°W - 4°W en Mai et 4°W - 6°W en Juin. La longueur d'onde moyenne est de 4000 km.

En Juillet et Août la décroissance linéaire de la phase avec la distance entre les stations indique que les ondes de période 4-5 jours se propagent d'Est en Ouest. Les points semblent s'aligner autour de la droite correspondant à $l = 30^\circ$ de longitude en Juillet et $l = 35^\circ$ de longitude en Août; soit une longueur d'onde moyenne de 3500 km et une vitesse de propagation de 9 m/s

En conclusion, ses fluctuations du champ de température au sol contiennent des ondes de période 4 - 5 jours, stationnaires en Mai et Juin et de longueur de 4000 km. Ces ondes se propagent en Juillet et Août d'Est en Ouest à la vitesse de l'ordre de 9 m/s et ont une longueur moyenne de 3500 km.

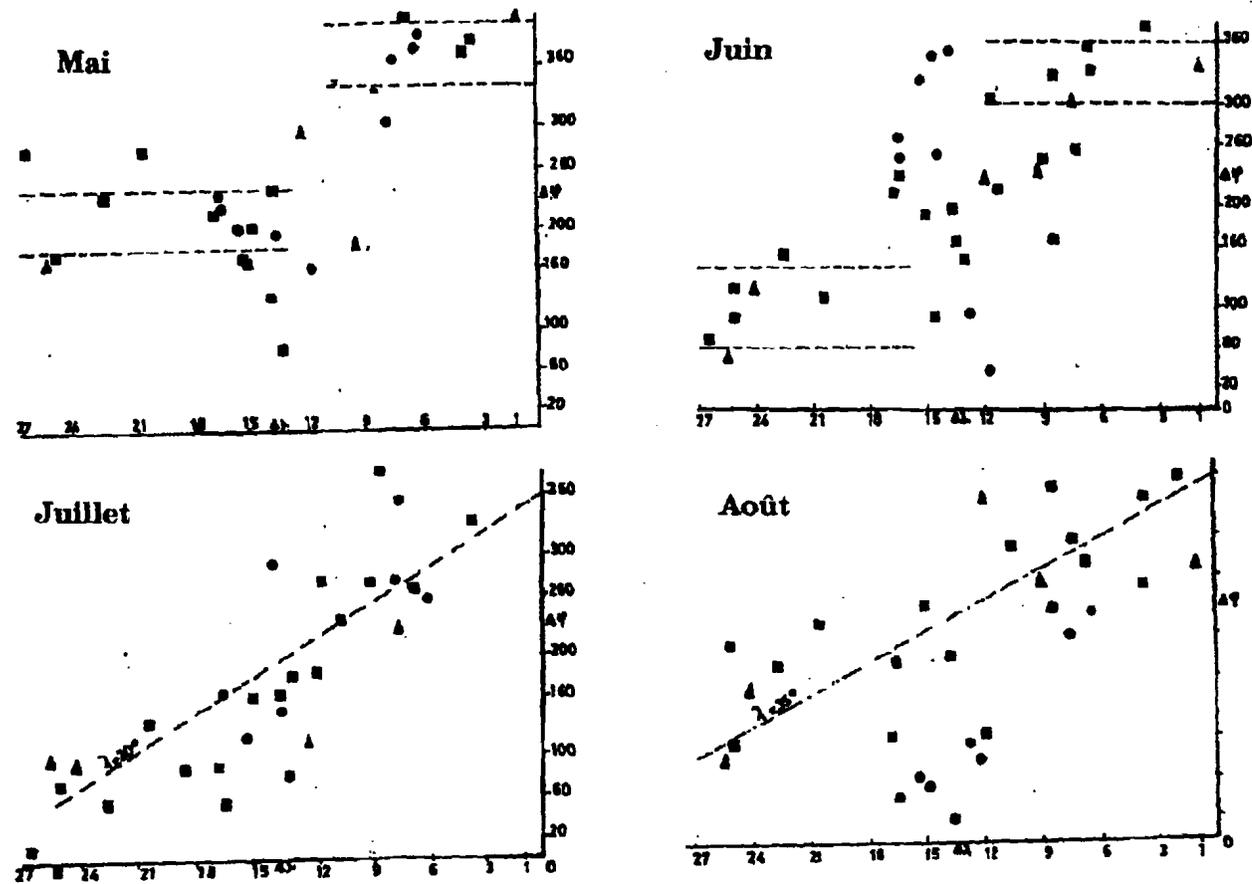


Fig. IV - 13 : Variation de la Phase des Ondes de Période 4 - 5 jours de la Température au sol en fonction de la Distance entre les Stations (réf. Zinder)

e) Variations spatiales de la densité spectrale d'énergie de la composante méridienne V du vent au sol.

Les figures (Fig. IV-14) donnent, respectivement pour les mois de Mai, Juin, Juillet et Août, la répartition spatiale de la densité spectrale d'énergie de la composante méridienne V du vent au sol.

Nous distinguons en Mai deux noyaux d'amplitudes maximales $2,7 \text{ (m/s)}^2$ centré sur (16°W , 14°N) et $7,8 \text{ (m/s)}^2$ centré sur (9°E , 14°N). Ces deux noyaux sont séparés d'une zone de discontinuité située autour de $6^\circ\text{W} - 10^\circ\text{W}$. En Juin ces deux noyaux subissent une remontée vers le Nord avec intensification de celui à l'Ouest ($6,4 \text{ (m/s)}^2$ autour de $16,5^\circ\text{W}$, 16°N) et affaiblissement de celui à l'Est ($6,3 \text{ (m/s)}^2$ au voisinage de (0°W , $16,5^\circ\text{N}$). La zone de discontinuité est repoussée vers l'Est ($7^\circ\text{W} - 6^\circ\text{W}$).

En Juillet et en Août les deux noyaux d'amplitudes maximales se fondent en un seul qui s'intensifie (en Juillet) et prend une extension zonale. Le maximum d'amplitude en Juillet est de 13 (m/s)^2 et centré sur ($16,5^\circ\text{W}$, 16°N).

En Août l'amplitude maximale de $9,7 \text{ (m/s)}^2$ est déplacée vers le nord-est du domaine. La remontée vers le Nord des centres d'amplitude maximales est continue de Mai à Juin.

En conclusion, la répartition spatiale de la densité spectrale d'énergie semble indiquer, comme les champs de pression et de température au sol, l'existence d'oscillations stationnaires en Mai et Juin intéressant des régions bien distinctes situées dans les parties Est et Ouest du domaine sur lequel s'étend notre étude.

f) Variations de la phase avec la distance entre les stations.

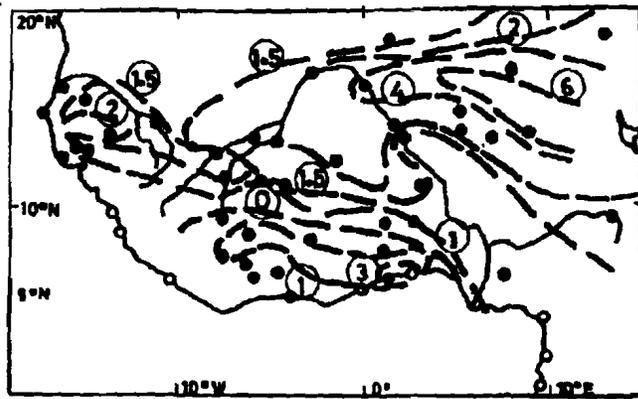
Sur les figures (Fig. IV-15) nous représentons, respectivement pour les mois de Mai, Juin, Juillet et Août, les variations de la phase des ondes de période 4-5 jours observées pour la composante méridienne du vent. Malgré une plus grande dispersion des points pour les stations situées à l'Est de notre domaine nous remarquons que la phase varie autour de 340° pour les stations à l'Est du méridien zéro (0°) et entre 140° et 210° pour les stations situées à l'Ouest du méridien 3°W pour le mois de Mai. En Juin la zone de discontinuité de la phase est située entre 6°W et 3°W . Ainsi pour les stations situées à l'Est du méridien 3°W la phase moyenne des ondes est de l'ordre de 320° , alors qu'elle est d'environ 100° pour les stations situées à l'Ouest du méridien 6°W . En Juillet

et en Août la variation de la phase avec la distance longitudinale séparant les stations montre une décroissance quasi-linéaire indiquant que les ondes se propagent d'Est en Ouest. Les points semblent s'aligner autour des droites correspondant aux longueurs d'ondes 31° de longitude (3300 km) pour le mois de Juillet et 37° de longitude (4000 km) pour le mois d'Août. La longueur d'onde moyenne est de l'ordre de 34° de longitude (3700 km) pour une vitesse de propagation approximative de 9 m/s. La longueur des ondes stationnaires est approximativement 4000 km en Mai et 3600 km en Juin soit environ celle observée pour les ondes stationnaires de 4-5 jours des champs de pression et de température.

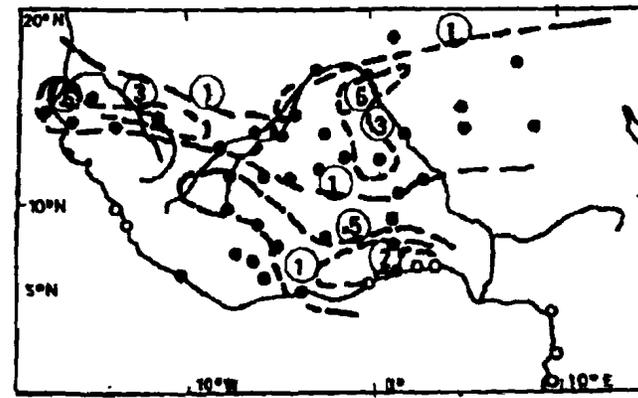
Ainsi, en résumé, les oscillations de la composante méridienne du vent au sol renferment des ondes de période 4-5 jours stationnaires en Mai et Juin et de longueur 3600-4000 km. Ces ondes se propagent d'Est en Ouest pendant les mois de Juillet et Août à la vitesse moyenne de 9 m/s.

Conclusion: Les résultats de l'analyse spectrale des données de température, de pression et de la composante méridienne du vent ont fait ressortir outre l'existence d'ondes d'Est de période 2-3,5 jours et de longueur 3500 km dont nous ne parlons pas dans le texte, des ondes de période 6-7 jours et des ondes de période 4-5 jours.

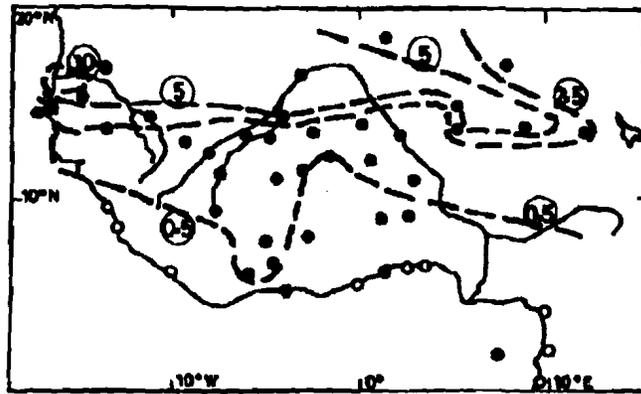
Pour les ondes de période 6 - 7 jours la répartition géographique de la densité spectrale d'énergie fait apparaître pour les mois de Mai, Juin et Juillet, pour chacun des paramètres P, T et V, deux noyaux de valeurs maximales localisés à l'Est et à l'Ouest du domaine géographique de notre étude. Ces deux noyaux sont séparés par une zone de valeurs minimales de la densité spectrale d'énergie. L'étude de la relation de phase entre les stations montre que les stations à l'Est de 0° de longitude sont en phase ; celles à l'Ouest de 5°W sont également en phase. A ces deux groupes de stations les oscillations sont en opposition de phase. La région comprise entre 0° de longitude et -5° de longitude constitue une zone de discontinuité de phase. L'étendue longitudinale de cette région de discontinuité subit des migrations pouvant atteindre -10° de longitude pendant cette période de la mousson. Les deux régions où les oscillations restent en phase correspondant respectivement aux deux noyaux de densités spectrales d'énergie maximales. La zone de discontinuité de phase est associée à la zone de valeurs minimales de la densité spectrale d'énergie.



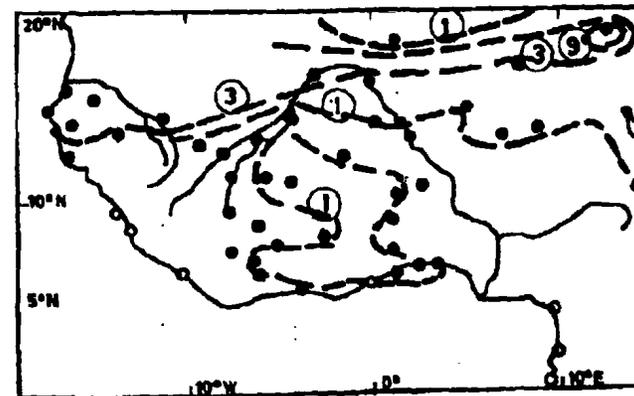
Mai



Juin



Juillet



Août

**Fig. IV - 14 : Répartition Régionale de La Densité Spectrale des Ondes du Vent
Mériidien au sol de Période 4 - 5 jours**

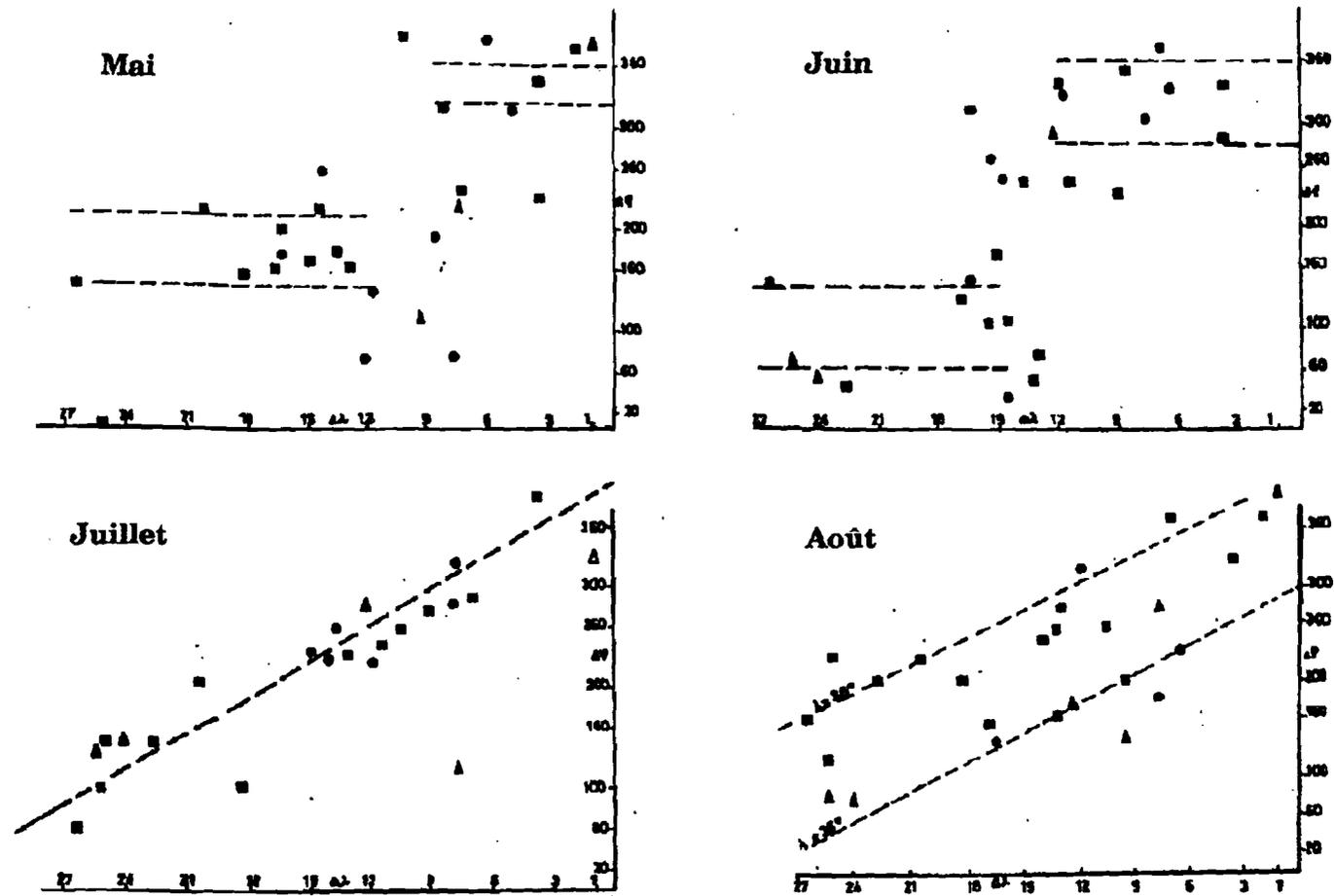


Fig. IV - 15 : Variation de la Phase des Ondes de Période 4 - 5 jours du Vent Méridien au sol en fonction de la Distance entre les Stations (réf. Zinder)

Avec cette distribution géographique de la densité spectrale d'énergie et de la relation de la phase entre les stations nous concluons que pendant les mois de Mai, Juin et Juillet les ondes de période 6 - 7 jours détectées dans les fluctuations des champs de la pression, de la température et de la composante méridienne du vent au sol pendant la campagne WAMEX sont stationnaires.

Pour le mois d'Août les deux noyaux d'énergie spectrale maximale repérés en Mai, Juin et Juillet se fondent en un seul s'étendant d'Est en Ouest sur tout le domaine géographique. La relation de phase entre les stations présente également un comportement particulier. En effet les points représentatifs de la variation de phase entre les stations en fonction de leur distance par rapport à la station origine montrent une décroissance linéaire indiquant que les ondes se propagent. La longueur de ces ondes est de 3500 - 4000 km et leur vitesse de propagation est de 6 - 8 m/s . Cette caractéristique de propagation se retrouve dans les fluctuations de chacun des trois paramètres P, T et V.

En ce qui concerne les ondes de période 4 - 5 jours, la répartition géographique de la densité spectrale d'énergie fait apparaître, pendant les mois de Mai et Juin, deux noyaux de valeurs maximales localisées aux extrémités Est et Ouest du domaine d'étude. Ces deux noyaux sont séparés par une région de valeurs minimales de la densité spectrale d'énergie. La relation de phase existant entre les stations et celle de Zinder prise comme origine montre qu'aux stations correspondant aux noyaux de densité spectrale d'énergie maximale, les fluctuations des champs de pression, de température et de la composante méridienne du vent sont en phase.

Les fluctuations à l'Est de 0° étant en opposition de phase avec les fluctuations à l'Ouest de $5^\circ W$. La région comprise entre 0° et -5° de longitude ou existe la discontinuité de phase correspond à la zone de valeurs minimales de la densité spectrale d'énergie.

Pendant les mois de Juillet et d'Août les deux noyaux de densité spectrale d'énergie maximale se fondent en un seul couvrant tout le domaine. La relation de phase entre les stations montre qu'il y a une décroissance linéaire de la différence de phase entre les stations et celle de Zinder en fonction de leur distance.

Ces deux cas de figure que nous observons respectivement pour les mois de Mai et Juin et les mois de Juillet et d'Août nous amènent à conclure que:

- Pendant les mois de Mai et de Juin les ondes sont stationnaires. La région d'amplitude minimale de la densité spectrale d'énergie correspond à la zone de discontinuité de phase et est identifiée au noeud des ondes stationnaires ; les deux noyaux d'amplitude maximales d'énergie sont associées à leurs ventres.

- Pendant les mois de Juillet et d'Août les ondes se propagent d'Est en Ouest à la vitesse de 8-9 m/s.

Toutes ces ondes (stationnaires et en propagation) ont une longueur variant entre 3600 - 4000 km et sont mises en évidence dans les fluctuations des champs de la pression, de la température et de la composante méridienne du vent au sol. La propagation des ondes restant une caractéristique dominante pendant le mois d'Août. L'existence d'ondes stationnaires mises en évidence dans les fluctuations des champs de pression, de température et de la composante méridienne du vent au niveau du sol constitue un résultat tout à fait nouveau dans l'étude des ondes tropicales à partir des données d'observations.

Remarque: La zone de discontinuité dont nous avons parlé plus haut présente des fluctuations Est-Ouest et peut s'étaler jusqu'à -10° de longitude.

Le champ de vent au sol montre l'existence de deux tourbillons centrés sur les deux régions (Est du méridien 0° et Ouest du méridien 10°) qui seraient quasi-stationnaires pendant toute la période. Le caractère de propagation observé serait marqué par le déplacement de petits centres cycloniques qui se seraient détachées de ces deux tourbillons et qui garderaient leurs caractéristiques d'origine d'où la similarité des longueurs d'onde observées dans les cas stationnaires et de propagation.

II - Comparaison de nos Résultats avec Ceux obtenus Antérieurement

Les résultats de l'analyse spectrale des fluctuations des champs de pression, de température et de la composante méridienne du vent recueillis au sol pendant la campagne WAMEX que nous venons de présenter ont montré l'existence de deux types d'ondes présentant un maximum d'énergie entre 10° et 15°N :

- des ondes stationnaires de Mai à Juillet de période 6 - 7 jours et des ondes stationnaires de Mai à Juin de période 4 - 5 jours de longueur variant entre 3500 et 4000 km.

- des ondes en propagation en Août de période 6 - 7 jours et des ondes en propagation en Juillet et Août de période 4 - 5 jours de longueur variant entre 3500-4000 km et de vitesse de phases respectives de 6 - 8 m/s et 8 - 9 m/s .
Toutes ces ondes se propagent d'Est en Ouest.

Nos résultats concernant les ondes de période 6 - 7 jours se propageant sont proches de ceux obtenus par Viltard et De Félice (1979). Pour les ondes de période 4 - 5 jours en propagation pendant les mois de Juillet et Août, nos résultats confirment ceux de Burpee (1974). Cependant comme l'étude faite par celui-ci couvre les mois de Juin à Septembre tous en une seule série de données, le caractère stationnaire que nous avançons en Juin n'a pas pu être observé par lui. Ce caractère stationnaire a probablement été noyé par le caractère de propagation des ondes pendant les autres mois que couvre sa période d'étude.

Albignat et Reed (1980) ont analysé les données de GATE pour la période allant de 23 Août au 19 Septembre 1974. Ils ont mis en évidence dans les fluctuations de la composante méridienne V du vent pour les niveaux de pression 850 hPa et 700 hPa des ondes de période 2.5 - 5 jours, de longueur 2400 km se propageant d'Est en Ouest à la vitesse de 8,4 m/s la répartition géographique de la densité spectrale d'énergie fait apparaître deux zones de valeurs maximales séparées par une zone de minimum centré sur -10 de longitude. La propagation se faisant à travers cette zone de minimum. De même Mouzna (1984) en analysant les fluctuations de la composante méridienne du vent en altitude pour toute la période de la campagne WAMEX a mis en évidence l'existence d'onde de période 2,5 - 5 jours de longueur 2500 km et 6000 km entre 10°N et 15°N. La répartition géographique de la variance montre l'existence de deux noyaux de valeurs maximales sur la région côtière Ouest et à l'Est de la longitude 0 ; entre ces deux noyaux on observe une zone de variances minimales. Comme les ondes mises en évidence se propagent d'Est en Ouest, la propagation se fait donc à travers cette zone de valeurs minimales de la variance. Les raisons d'une telle distribution de la variance n'étant pas expliquées.

Les résultats que nous avons présentés plus haut ont fait ressortir pour les ondes de période 4 - 5 jours par exemple, une distribution géographique de la variance identique à celle de Albignat et Reed (1980) et de Mouzna(1984). Cependant la relation de phase entre les stations montre que les ondes mises en évidence sont stationnaires en Mai et Juin alors qu'elles se propagent dans les études de Mouzna en particulier qui portent sur les données de Mai à Août.

Par rapport à nos résultats, une telle répartition géographique de la variance associée à une relation de phase d'onde en propagation doit suggérer qu'il se superposent pendant la période d'observation des ondes stationnaires et des ondes en propagation et que les ondes en propagation dominent l'écoulement.

Conclusion:

L'analyse spectrale des données de surface des paramètres météorologique pression, température et composante méridienne du vent nous a permis de mettre en évidence des ondes de périodes 6 - 7 jours et 4 - 5 jours.

- les ondes de période 6 - 7 jours, stationnaires en Mai, Juin et Juillet et qui se propagent d'Est en Ouest pendant le mois d'Août à la vitesse de 6 - 8 m/s. Elles ont une longueur de 3500 - 4000 km. Elles sont plus intenses entre les latitudes 10°N - 20°N.

- les ondes de période 4 - 5 jours, stationnaires en Mai et Juin, et qui se propagent d'Est en Ouest pendant les mois de Juillet et Août à la vitesse de 8-9 m/s. Ces ondes ont une longueur de 3600 - 4000 km. Elles sont également très actives entre 10°N - 20°N sur toute l'Afrique de l'Ouest. Les ondes stationnaires des deux types présentent des amplitudes maximales à l'Est du méridien 0 et à l'Ouest du méridien 10°W. Les oscillations dans les deux zones sont en opposition de phase.

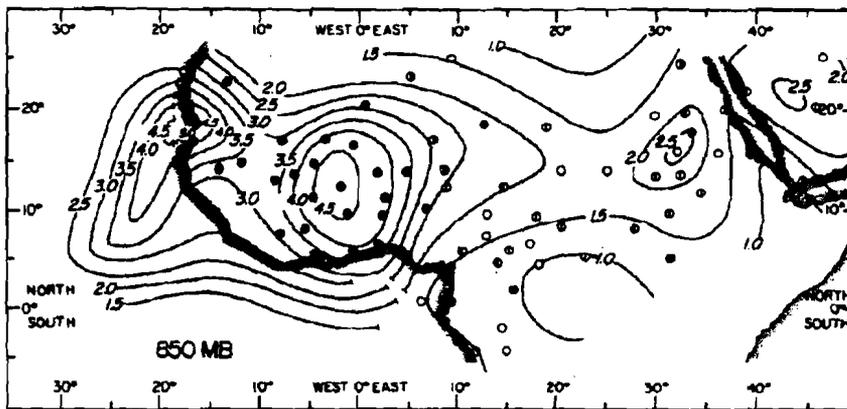


Fig. (IV-16,a): Amplitude des oscillations de la composante méridienne du vent dans la bande de fréquences de 0.2 à 0.4 cycles par jour à 850 hPa.

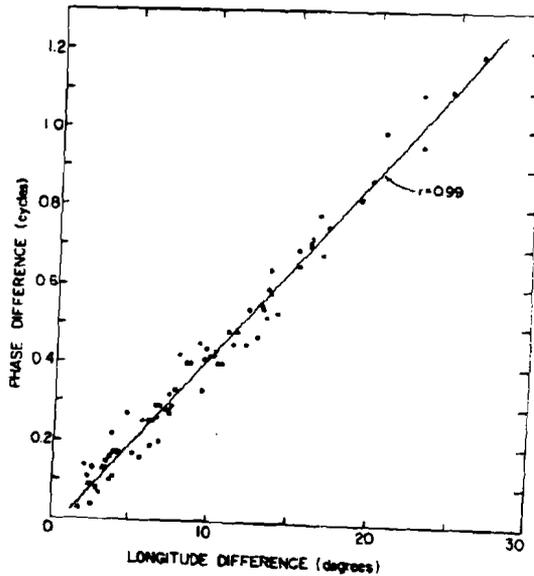
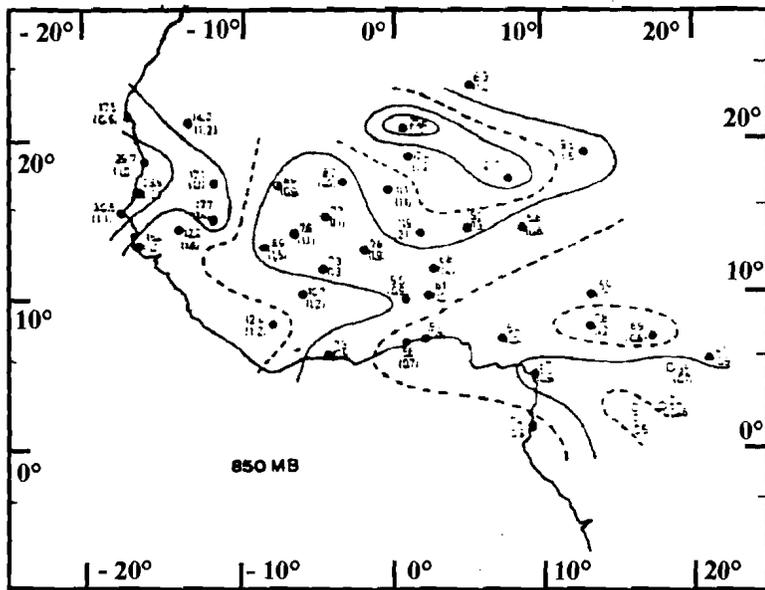
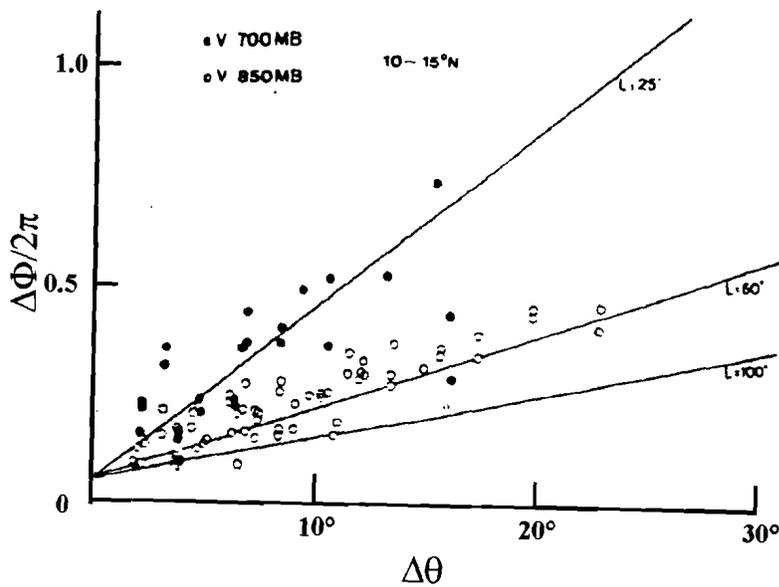


Fig. (IV-16,b): Variation de la différence de phase avec la distance entre stations pour la région à l'ouest de 10°E pour les fluctuations de la composante méridienne du vent à 850 hPa.

Tirée de ALBIGNAT ET REED (1980).



a Variance de la composante méridienne du vent dans la bande de fréquence de 0,2 à 0,4 cycle par jour. Le rapport de cette variance sur celle de la bande de fréquence de 0,06 à 0,26 cpj est indiqué entre parenthèses. Les cercles noirs représentent les stations qui ont un pic net entre 0,2 et 0,4 cpj et les cercles évidés celles qui n'en ont pas, à 850 mb.



b La différence de phase (en cycle par jour) en fonction de la distance entre les stations dans la bande 10-15°N.

CHAPITRE - V

CARACTÉRISTIQUES DES ONDES D'EST DANS UN MODELE BAROCLINE À DEUX COUCHES

I - Introduction

La période de mousson (mai à septembre) en Afrique de l'Ouest est caractérisée par une pénétration sur le continent d'un flux du sud-ouest d'air océanique humide. Le développement et la propagation d'ondes synoptiques associées à ce flux sont à l'origine de fortes précipitations. Les travaux de Reed et al. (1977) ont montré l'importance de cette association pour la région de l'Afrique de l'Ouest. De nombreuses études ont montré que ces ondes synoptiques ont une longueur variant entre 2000 km et 5000 km, une période de 3 à 7 jours et une vitesse de propagation d'Est en Ouest de 6 à 9 m/s .

Le mécanisme par lequel ces ondes se développent est encore mal connu, comme il a été déjà noté. D'après Burpee (1972), ces ondes tirent leur énergie du jet de basse couche à travers le processus de l'instabilité barotrope due au cisaillement horizontal du jet d'Est Africain. Ce jet demeure une caractéristique synoptique de la région pendant la période de mousson et il a son origine dans le contraste thermique existant entre la dépression saharienne et le golfe de Guinée. Rennick (1976, 1981) considéra aussi bien l'instabilité barotrope que l'instabilité barocline du jet d'Est Africain. Elle utilisa un modèle linéaire pseudo-spectral des équations primitives appliquées à une bande s'étendant de l'équateur à la latitude 30°N. Elle a utilisé un champ de vent zonal moyen de la longitude 5°E et correspondant au mois d'Août, tiré des résultats d'analyse de Burpee, et un champ d'humidité tiré de ceux de Newell et al. (1972). Ses résultats a montré que le taux de croissance de l'onde la plus instable ainsi que la période des ondes varient avec l'intensité de l'écoulement zonal moyen et que la prise en compte de la convection par l'intermédiaire d'une paramétrisation simple de la chaleur latente est sans effet sur les caractéristiques des ondes.

Afin d'étudier l'effet de la baroclinicité, Rennick (1981) utilisa un profil de vent elliptique dans le plan (y, p). Avec ce profil le taux de croissance qu'elle obtient couvre une large gamme allant de 0.04/jour à 0.44/jour pour une longueur d'onde variant de 2800 à 5300 km. Alors que l'effet barotrope domine la partie Est du jet, l'effet barocline quant à lui est

dominant sur la partie occidentale du jet. La conversion d'énergie par processus barotrope joue un rôle prédominant pendant la propagation des ondes vers l'Ouest.

A partir d'un modèle linéaire et adiabatique, Simmons (1977) montra que l'onde la plus instable pour un écoulement zonal moyen de 15 m/s dans la troposphère moyenne a un taux de croissance de 0,27/jour, une longueur de 3900 km, une période de 5 jours et une vitesse de propagation d'Est en Ouest de 9 m/s. En utilisant un modèle linéaire et en prenant en compte les frottements dans la couche limite de surface, la chaleur latente et l'interaction des nuages avec l'environnement, Mass (1979) a mis en évidence que l'onde la plus instable a une longueur de 2500 km, une période de 3,5 jours, une vitesse de phase Est-Ouest de 8 m/s et un taux de croissance de 0,52/jour. Ici également la prise en compte de la convection ne modifie pas de façon notable les caractéristiques des ondes.

Toutes ces études de Rennick, Simmons et de Mass indiquent une prédominance des conversions d'énergie du type barotrope avec toutefois un apport supplémentaire d'énergie du champ barocline comme l'ont également suggéré Burpee (1972), Reed et al. (1977).

D'autres auteurs par contre (Norquist et al., 1977; Albignat et Reed, 1980; Mouzna, 1984) notent une contribution non négligeable de la baroclinicité qui serait certainement plus importante dans la phase initiale du développement. Notons en effet que pendant la période de mousson il existe un fort gradient thermique entre la dépression saharienne au nord et les régions côtières du golfe de Guinée au Sud. Ce gradient thermique pouvant atteindre 1°C par degré de latitude comme nous l'avons déjà indiqué plus haut. Compte tenu de la relation du vent thermique, il s'ensuit l'existence d'un gradient vertical du vent zonal, caractéristique des systèmes à instabilité barocline. Étant donnée la baroclinicité de l'atmosphère tropicale en Afrique de l'Ouest et compte tenu du fait que la prise en compte de la convection dans les modèles s'avère insuffisant pour donner aux ondes un développement suffisant, nous étudions ici les caractéristiques des ondes d'Est africaines sous l'effet d'un champ thermique de chaleur sensible maximum au sol et présentant une décroissance exponentielle avec l'altitude en utilisant un modèle barocline à deux couches.

Le modèle à multicouches consiste en la superposition de différentes couches de fluides de densités décroissantes. Il constitue l'intermédiaire entre le modèle barotrope à une seule couche de densité constante et le modèle barocline à stratification continue. Le modèle à multicouches le plus simple capable de retenir les caractéristiques des modèles continus est

celui à deux couches. Il fut utilisé pour la première fois par Phillips (1951, 1954) ; il montra que ce modèle permet de mettre en évidence les principales caractéristiques des modèles à stratification continue. La Fig. V-1-a montre schématiquement la structure verticale des modes barotrope et barocline dans un modèle de la couche limite océanique.

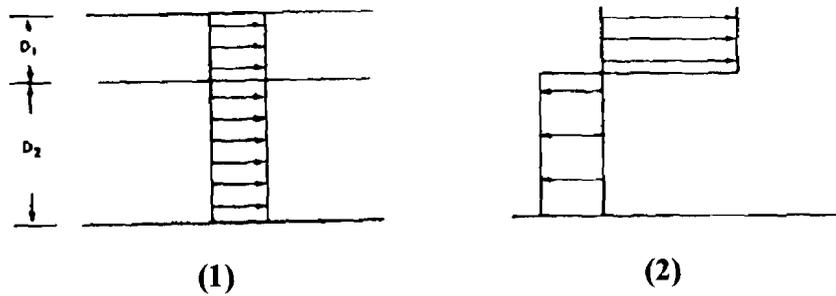


Fig. V - 1 - a : Représentation Schématique des Structures Barotrope (1) et Barocline dans un Modèle à Deux Couches

La Fig. V-1-b montre la structure verticale des ondes représentées par le modèle à deux couches (Kundu et al. 1975). On remarque que ce modèle ne peut que représenter l'onde barotrope et le premier mode barocline. Dans le modèle à deux couches d'épaisseurs égales et avec $\beta > 0$, la naissance d'une instabilité nécessite d'avoir $K < 2F$ {où $K = (k, l)$ vecteur d'onde horizontal dans la direction de la propagation} et $F = L^2/R_n^2$ {rapport du carré de l'échelle de longueur (qu'on peut prendre égale à la longueur de l'onde) au carré du rayon de déformation R_n ($n = 1, 2$)} avec

$$R_n = \frac{1}{\rho_0} \sqrt{g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_0} D_n}$$

et D_n les épaisseurs des deux couches de densités respectives H_1 et H_2 et que le cisaillement du vent horizontal dépasse une certaine valeur critique $U_c = \frac{\beta}{F}$. Le rayon de déformation est l'échelle de longueur zonale pour l'onde barocline la plus instable. Le paramètre F mesure l'effet de la divergence.

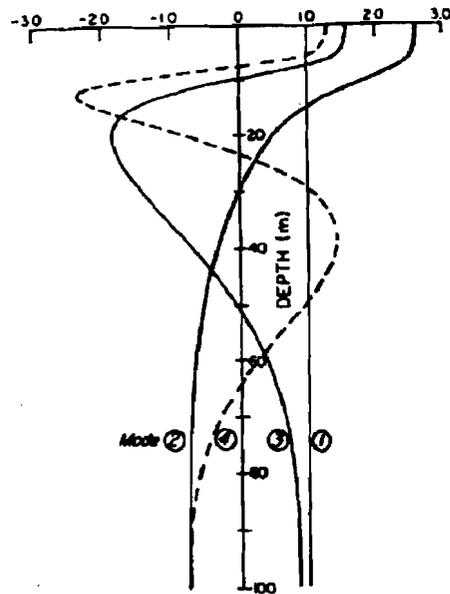


Fig. V - 1 - b : Le Mode Barotrope et les Premiers Modes Baroclines pour un Fluide Stratifié d'après Kundu et al. (1975)

Jones (1979) a étudié l'interaction et l'instabilité des ondes de ROSSBY à l'aide d'un modèle à deux couches dans l'approximation du β -plan et il a défini les nombres sans dimension :

$$M = \frac{UK^2}{\beta}$$

$$F = \frac{fK^2}{g(H_1H_2/H)} \quad \text{avec} \quad g' = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}$$

Alors que le paramètre M caractérise le type d'instabilité, les paramètres F et $\delta = \frac{H_1}{H_2}$ servent à modifier les taux de croissance. Jones (1979) montra que pour M grand (l'effet β est faible) et δ petit, on a une instabilité du type barotrope. Le taux de croissance diminue quand le paramètre F croit. Pour M faible et δ faible, il obtient deux types d'instabilités dans lesquelles les ondes forment un triplet en résonance :

- pour F faible, l'instabilité est barotrope ;
- pour F grand, elle est barocline.

Quand δ augmente le taux de croissance du mode barocline croit proportionnellement avec δ , alors que le taux de croissance dans le cas barotrope décroît linéairement avec δ jusqu'à 0 pour $\delta=1$, puis croît linéairement avec δ pour $\delta > 1$. Coaker (1977) a montré que le type d'instabilité où les ondes entrent en résonance est l'instabilité connue sous le nom d'instabilité paramétrique. Meid (1978) montra que quand les effets non linéaires et l'effet β sont du même ordre (M sensiblement égal à 1), l'instabilité du type Rayleigh et celle du type paramétrique coexistent.

A partir de ce qu'on vient de voir on peut conclure sur le fait que quelle que soit la valeur de M et pour β non nul:

- le modèle à deux couches peut être utilisé dans l'étude des instabilités barotrope et barocline ;
- seule l'importance de la divergence permet de sélectionner le type d'instabilité ou la coexistence des deux types.

En effet, si nous nous reportons à l'équation de vorticité quasi-géostrophique que nous donnons plus loin, nous savons que seule la partie agéostrophique du vent contribue à la divergence $\mathcal{N} \cdot V_\psi = - \int \frac{\partial \omega}{\partial p}$. Si ce terme est très faible, l'équation de vorticité se ramène à l'équation

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + V_\psi \cdot \nabla (\nabla^2 \psi + f) = 0$$

qui n'est autre que l'équation de vorticité barotrope. Cependant si l'effet de la divergence n'est pas négligeable (donc si l'on tient compte de l'écart des valeurs du vent réel et de sa partie géostrophique), l'équation de vorticité quasi-géostrophique se ramène à:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + V_\psi \cdot \nabla (\nabla^2 \psi + f) = \int \frac{\partial \omega}{\partial p} = - \mathcal{N} \cdot V_\psi$$

ce qui indique que la variation de la vorticité totale est, à un ordre infiniment petit près, essentiellement due à la divergence du vent agéostrophique, entraînant par là même une vitesse verticale et un couplage vertical entre les différentes couches. Cette dernière équation constitue avec l'équation de la chaleur un système complet d'équations pour la prévision de Φ et de ω .

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) = -V_{\psi} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) + \sigma \omega$$

Tous les termes utilisés ont leur signification habituelle. Le premier terme du membre de droite de l'équation de la chaleur est l'advection thermique, processus essentiel dans le développement barocline des ondes et exigeant la donnée de paramètres météorologiques à plus d'un niveau de pression. Le modèle le plus simple capable donc de présenter les caractéristiques des ondes baroclines est le modèle à deux couches ; ce qui justifie là notre choix.

Charney (1947) montra que l'onde prédominante a une longueur de 4000 à 6000 km. Ces valeurs extrêmes furent confirmées par Eady (1949), Kuo (1952) et Phillips (1954), alors que les valeurs obtenues en utilisant des profils verticaux de vent et de paramètres de stabilité statique à partir des données d'observations sont plus faibles.

II -Analyses des Situations Météorologiques pour WAMEX

Avant de présenter le modèle à deux niveaux et les résultats obtenues pour la période WAMEX, nous montrons tout d'abord les caractéristiques du champ thermique donné par les radiosondages de la station de Niamey (13,3°N, 2,1°E) et de l'écoulement de grande échelle dans les basses couches en Afrique de l'Ouest.

II-1. Structures Verticales

L'examen des radiosondages quotidiens pendant la période de mousson met en évidence une couche humide pouvant s'étendre du sol au niveau de pression 900 hPa à laquelle est associée un vent du sud-ouest à Ouest. Cette couche d'air humide est surmontée d'une couche d'air sec relativement chaud avec une inversion allant de 900 hPa à 800 hPa. Cette couche d'inversion pourrait bloquer le développement des systèmes convectifs si leur énergie n'est pas suffisante. A cette couche d'air chaud et sec est associé un vent du nord-est. Il est assez fréquent de noter une telle situation non seulement dans la basse troposphère mais aussi dans la moyenne troposphère avec une deuxième couche d'inversion entre les niveaux de pression 600 hPa et 500 hPa pendant cette période de mousson. Des exemples typiques d'emmagrammes sont donnés sur les Figs. V-2-a et b.

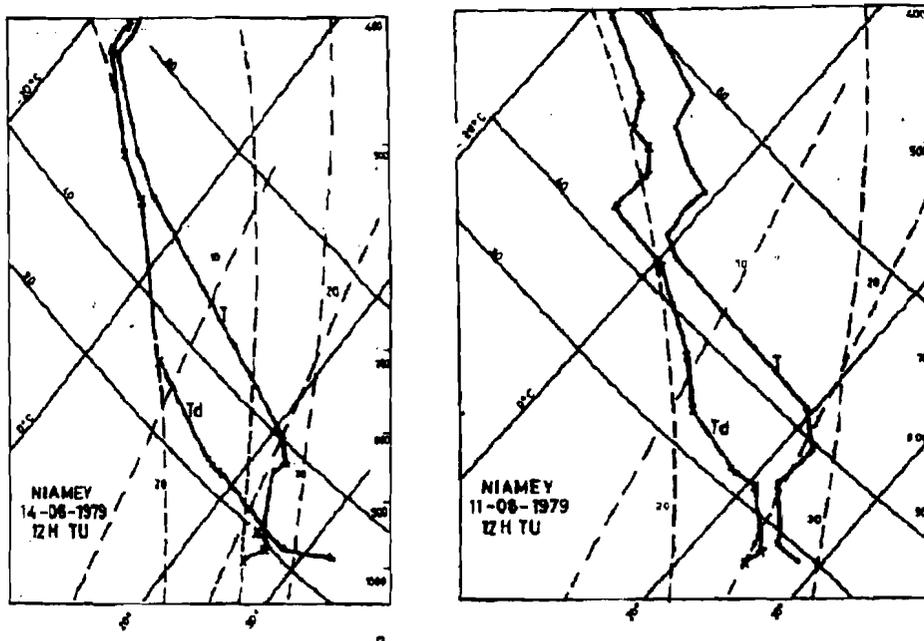


Fig. V - 2 : Exemples de Profils Verticaux pour la Station de Niamey

II-2. Circulation synoptiques dans les basses couches.

Sur les Figs. V-3 a, b, c et d, nous donnons des exemples de circulation synoptique dans les basses couches de 950 hPa à 800 hPa pour la journée du 14 Juin 1979. En tiretés doubles est représenté la trace au sol du FIT (Front InterTropical). A 950 hPa (Fig. 3-a), nous observons deux noyaux de circulation cycloniques centrés, l'un sur le Niger (10°E, 15°N) et l'autre sur les côtes sénégal-mauritaniennes (20°W, 10°N). Ces circulations cycloniques se forment le long de l'axe du FIT et furent également mises en évidence au niveau de la surface lors de l'analyse du champ de vent en surface donnée plus haut. Nous avons montré à l'occasion que ces circulations sont quasi-stationnaires. Au niveau de pression 900 hPa, la circulation cyclonique centrée sur le Niger s'étend beaucoup plus à l'Ouest repoussant celle centrée sur les côtes plus à l'Ouest sur l'océan. Cette situation se maintient au niveau de pression 850 hPa avec la formation sur les côtes atlantiques au Sud (Golfe de Guinée) d'une circulation anticyclonique s'étendant de 5°E à 10°W et de 4°N à 12°N. Au niveau de pression 800 hPa et aux niveaux supérieurs la circulation est essentiellement zonale.

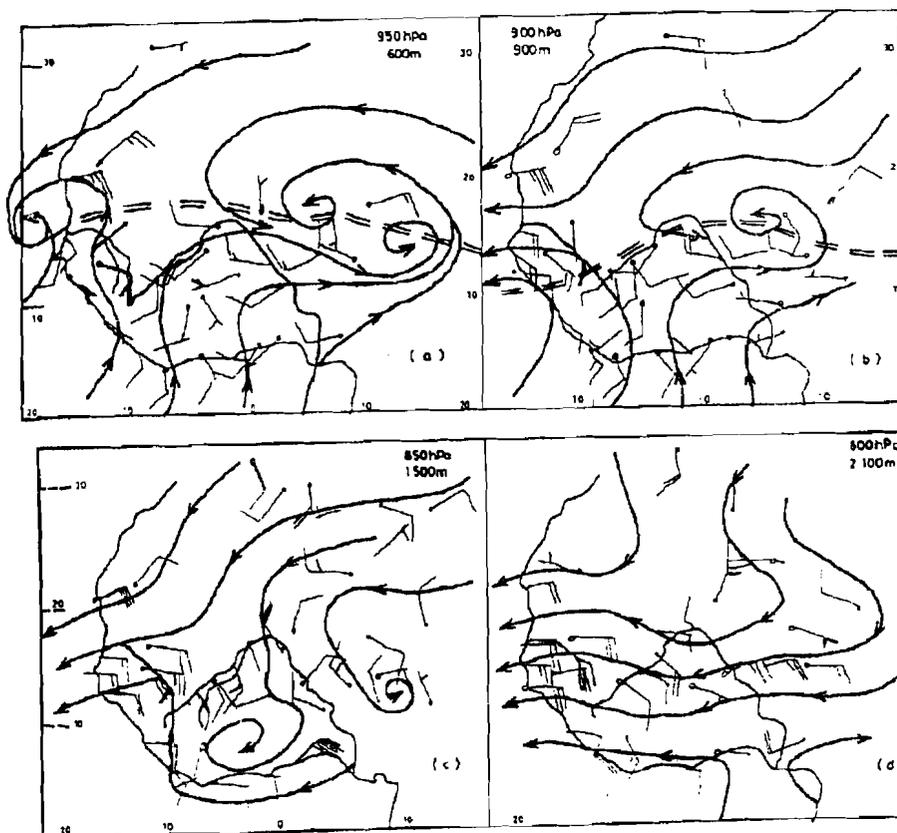


Fig. V - 3 : Circulations dans les Basses Couches pour la Journée du 14 Juin 1979 à 12 h TU

Ces circulations se retrouvent pour l'essentiel de leurs configurations (surface et 950 hPa, 800 et 700 hPa) pendant cette période de mousson et sont des caractéristiques moyennes pour la période (Albignat et Reed, 1980; Mouzna, 1984).

III - Présentation du Modèle Barocline à Deux Niveaux

III-1) Hypothèse .

Du fait de la faible épaisseur de la couche de mousson qui ne dépasse guère 2 km d'altitude et comme les ondes d'Est présentent leur activité maximale entre 850 hPa et 700 hPa, nous limiterons le modèle aux niveaux de pression 1000 hPa et 400 hPa. Les vitesses verticales seront prises égales à zéro pour ces niveaux. L'équation thermodynamique comprendra un second membre non nul pour tenir compte de l'effet diabatique d'un chauffage

que nous placerons par hypothèse au niveau du sol et qui présentera une décroissance exponentielle avec l'altitude. Nous admettrons avec DOOS (1961) l'expression analytique suivante pour le flux de chaleur sensible :

$$Q = Q_0 \exp(-z/h) \quad \text{avec} \quad h = 3,75 \text{ km et } Q_0 = 10 \text{ KJ/Kg/s}$$

Le modèle est formé de deux couches de fluide s'étendant de 1000 à 700 hPa et de 700 à 400 hPa. Les niveaux sont notés 0 (400 hPa) et 4 (1000 hPa). La surface de séparation 700 hPa correspond au niveau 2. L'équations de vorticité quasi-géostrophique appliquée aux niveaux 1 (550 hPa) et 3 (850 hPa) et l'équation thermodynamique au niveau 2 s'écrivent :

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_1 + V_1 \cdot \nabla (\nabla^2 \psi_1 + f) - \frac{f \omega_2}{\Delta p} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_3 + V_3 \cdot \nabla (\nabla^2 \psi_3 + f) + \frac{f \omega_2}{\Delta p} = 0$$

La quantité $\frac{\partial \omega}{\partial p}$ est écrite sous forme de différences finies avec $\omega_1 = \omega_2 = 0$. En admettant que la vitesse verticale soit proportionnelle au flux de chaleur sensible, l'équation thermodynamique se ramène à:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\psi_1 - \psi_3) + v_2 \cdot \nabla (\psi_1 - \psi_3) = \frac{\Delta p}{f} \omega_2 \sigma'$$

$$\text{avec } \sigma' = \sigma - \left[\frac{1}{c_p} \left(\frac{1}{\rho T} \frac{\partial Q}{\partial p} \right)_2 \right] \quad \text{et} \quad \sigma = -\frac{1}{\rho \theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

en accord avec Alpert (1986). La quantité $\frac{1}{c_p} \left(\frac{1}{\rho T} \frac{\partial Q}{\partial p} \right)$ est évaluée au niveau 2.

En linéarisant ces équations autour d'un champ moyen pour chaque couche et en supposant que les fluctuations sont sinusoïdales en x et en t , on détermine la vitesse de phase (Holton, 1972).

$$c = U_m - \frac{\beta(k^2 + \lambda^2)}{k^2(k^2 + 2\lambda^2)} \pm \sqrt{\delta}$$

$$\text{avec } \delta = \frac{\beta^4 \lambda^4}{k^4(k^2 + 2\lambda^2)^2} - U_T^2 \frac{2\lambda^2 - k^2}{k^2 + 2\lambda^2} ; \quad U_m = \frac{U_1 + U_3}{2}$$

$$U_T = \frac{U_1 - U_3}{3} ; \quad \lambda^2 = \frac{f}{\sigma \Delta p}$$

où U_1 et U_3 sont les champs moyens du vent respectivement pour les niveaux 1 et 3 ; k le nombre d'ondes zonal, c la vitesse de phase. Le taux de croissance maximum est obtenu pour $\lambda^2 = k^2$. La partie réelle de c définit la vitesse de phase tandis que la partie imaginaire est reliée au taux de croissance par $\tau = k\delta^{1/2}$

IV - Résultats du Modèle à Deux Couches

Du fait que les ondes sont très actives autour de 15°N , le paramètre de Coriolis est calculé pour cette latitude. A partir du profil vertical des composantes zonales moyennes du vent du 15 Juillet 1979 au 15 Août 1979 donné par Mouzna pour la station de Niamey, nous avons déterminé U_T et U_m , en supposant une variation linéaire entre les niveaux 1 et 3. Les paramètres de stabilité σ et σ' quant à eux déterminés à partir du radiosondage du 11 Août 1979 indiqué ci-dessus. La partie réelle de c définit la vitesse de phase tandis que la partie imaginaire est reliée au taux de croissance par $\tau = k\delta^{1/2}$. Nous donnons dans le tableau ci-dessus le résultat du modèle ainsi que ceux obtenus par d'autres chercheurs (Rennick, Simmons, Mass) et ceux que nous avons obtenus précédemment par analyse des données de surface. Ces derniers résultats sont notés entre des parenthèses à côté de ceux du modèle présenté ici.

L'examen de ce tableau appelle quelques remarques de notre part :

- d'une part les résultats du modèle montrent que les ondes présentent des taux de croissance qui augmentent quand les longueurs d'ondes diminuent. Nous obtenons ici de vitesses de phase élevées par rapport aux résultats expérimentaux; les périodes restent également faibles comparativement à nos résultats expérimentaux ;
- d'autre part ces résultats restent proches de ceux de Rennick et de Mass bien que pour ce dernier la vitesse de phase soit plus faible.

Tableau V - 1

Résultats du Modèle à Deux Couches Comparés à Ceux d'Autres Chercheurs

Modèles	α'	L (km)	C (m/s)	α (j^{-1})	T (j)
Observation (présente étude)	-	(3 000 - 4 000 km)	(- 6 à - 10)		(3 - 7)
Observation (Mouzna)		(2 500 km) (7 000 km)	(- 8) (- 20)		. α 4 . α 4
Deux Couches	1,489 10^{-6}	6 000	- 24	0,46	2,5
		5 500	- 21	0,64	3,0
		3 000	- 13	1,53	2,6
Rennick		2 800 - 5	- 16	0,04 -	2,3
		300		0,44	
Simmons		3 900	- 9	0,27	5,0
Mass		2 500	- 8	0,52	3,6

Si des trois dernières lignes du tableau seule la longueur d'onde rapportée par Rennick tombe dans la gamme 4000- 6000 km obtenue théoriquement (voir plus haut) et dont nous avons vu l'insuffisance, celle donnée par Simmons(3900 km) quoiqu'acceptable, l'onde présente une anomalie par rapport à celles observées. En effet alors que l'axe des ondes observées est incliné (sud-ouest) - (nord-est), l'axe de l'onde simulée par Simmons est incliné (sud-est) - (nord-ouest). Les résultats du modèle à deux niveaux que nous venons de donner concordent assez bien avec nos résultats expérimentaux outre la vitesse de phase qui est très grande. Une meilleure prise en compte du paramètre α' donc du flux de chaleur sensible permet d'obtenir un résultat plus satisfaisant.

V - Conclusions

Les résultats obtenus à partir du modèle barocline à deux niveaux et avec un forçage thermique localisé au sol sont proches de ceux obtenus par Mouzna(1984) lors de l'analyse spectrale des données d'altitude pendant la même période de mousson. En effet , en analysant

les données d'altitude de Juillet à Août 1979 par la méthode spectrale, il avait mis en évidence deux types d'ondes, le type d'ondes d'Est classique (2500 - 3000 km de longueur, 3,7 jours de période, 8 m/s de vitesse de phase Est-Ouest) et un second type d'ondes (6000 - 7000 km de longueur, 3,7 jours de période et 20 m/s de vitesse de phase Est-Ouest). Ce dernier type d'onde peut donc être simulé à partir d'un modèle barocline à deux couches. La difficulté des modèles linéaires à donner des résultats concordants avec des observations est à attribuer à la difficulté de définir un état de référence indépendant de l'onde à étudier. La raison en est que les profils de vent et de paramètres de stabilité statique obtenus à partir des données d'observations sont influencés par la présence des ondes que l'on désire étudier. Par ailleurs, les résultats d'analyse d'observations eux-mêmes sont très variés et ils sont liés à la méthode d'analyse.

Au vu des résultats obtenus avec le modèle linéaire à deux niveaux, on pourrait penser que la prise en compte des effets diabatiques à travers l'inclusion dans l'équation de thermodynamique d'un flux de chaleur sensible s'étendant du sol dans la basse troposphère validerait le modèle barocline à deux niveaux pour l'étude des caractéristiques des ondes d'Est africaines. Une meilleure paramétrisation de ce flux de chaleur, dont l'effet pourrait combiner son propre effet en tant que flux de chaleur sensible, l'effet du frottement et celui de la convection donnerait de meilleurs résultats.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le but principal de notre étude a été d'apporter une contribution à une meilleure connaissance des perturbations tropicales d'origine africaine. Notre connaissance sur ces ondes vient des anciens travaux de Carlson, Burpee, etc., mais pour l'essentiel de ceux de Reed et al., et de Albignat et Reed à partir des données de GATE. Ces ondes ayant une période de 3-5 jours, une longueur de 2500-4000 km et une vitesse de propagation Est-Ouest de l'ordre de 8 m/s. Plus tard, par analyse des données en altitude (700 et 850 hPa) collectées pendant la campagne WAMEX, Mouzna a mis en évidence deux types d'ondes de période 3-5 jours. Ces ondes ont une longueur respective 2500 km et 6000 km et se propagent d'Est en Ouest respectivement aux vitesses de 8 m/s et 20 m/s. C'est face à ces résultats différents que nous avons été amenés à compléter l'analyse par celle des données en surface en utilisant une méthode de calcul spectral plus performante, la méthode de l'entropie maximale.

Les résultats obtenus en sont les suivants :

- Outre l'existence d'ondes d'Est de période 2 - 3,5 jours et de longueur d'environ 3500 km dont nous ne parlons pas dans le texte, nous avons montré que les fluctuations des champs de pression, température et vent au sol contiennent des ondes de période 6 - 7 jours et 4 - 5 jours ;
- Les ondes de période 6 - 7 jours sont stationnaires de Mai à Juillet. Elles ont une longueur de 3500 - 4000 km. Ces ondes se propagent d'Est en Ouest pendant le mois d'Août à la vitesse de 6 - 8 m/s. Ces ondes sont plus intenses entre les latitudes 10°N - 20°N et se retrouvent sur toute l'Afrique de l'Ouest;
- Les ondes de période 4-5 jours sont stationnaires de Mai à Juin. Elles ont une longueur de 3600 - 4000 km. En Juillet et en Août, elles se propagent d'Est en Ouest à la vitesse de 8 - 9 m/s. Ces ondes sont également intenses entre les latitudes 10°N - 20°N et se retrouvent également sur toute l'Afrique de l'Ouest;
- L'association d'une relation de phase entre les stations impliquant une propagation des ondes à une répartition géographique de la densité spectrale d'énergie montrant deux noyaux de valeurs maximales séparées par un noyau de valeurs minimales suggérerait la superposition d'ondes stationnaires et d'ondes mobile;

ces dernières présentant en moyenne des caractéristiques prépondérantes par rapport à celles des premières;

- les ondes stationnaires des deux types présentent des amplitudes maximales à l'Est du méridien 0° et à l'Ouest du méridien 10°W . Les oscillations dans ces deux régions sont en opposition de phase;

- le champ de vent au sol montre l'existence de deux vortex centrés sur les régions à l'Est du méridien 0° et à l'Ouest du méridien 10°W . Ces vortex seraient quasi-stationnaires pendant toute la période. Le caractère de propagation observé serait marqué par le déplacement de petits centres cycloniques qui se seraient détachées de ces deux vortex et qui garderaient leurs caractéristiques d'origine, d'où la similarité des longueurs d'ondes observées dans les cas stationnaires et de propagation.

A partir d'un modèle barocline à deux niveaux et avec un forçage thermique maximum au sol et présentant une décroissance exponentielle avec l'altitude, nous avons pu obtenir des caractéristiques d'ondes d'Est africaines présentant des vitesses de phase plus élevées pour une période proche de celles données par l'analyse spectrale. Les résultats du modèle confirment cependant ceux de Mouzna en ce qui concerne les ondes de 6000 - 7000 km, de période 2 - 3 jours et se propageant d'est en ouest à la vitesse de 20m/s. Au vu de ces résultats nous pensons qu'une meilleure paramétrisation du flux de chaleur sensible dont l'effet serait combiné à ceux du frottement et de la chaleur latente due à la convection donnerait de meilleurs résultats concernant l'altitude à laquelle ces ondes d'Est africaines se développent.

L'existence d'ondes de périodes 4-5jours et 6-7jours de caractéristiques (longueur, vitesse et direction de propagation) approximativement identiques a été rapportée dans des études antérieures. L'existence de noyaux de densité spectrale d'énergie séparés d'une zone de densité spectrale d'énergie faible ainsi que l'existence de circulations cycloniques ont également été rapportées mais sans aucune relation entre eux. Cependant le caractère stationnaire, que nous avons mis en évidence pendant les mois de mai et juin pour les premières et pour les mois de mai à juillet pour les secondes, associé à l'existence de noyaux de densité spectrale maximale (séparés par une zone de densité spectrale minimum) et à des circulations cycloniques (séparés par une zone circulation anticyclonique coïncidant avec la zone de densité spectrale minimum) n'a jamais été rapporté. De même aucune mention n'est faite de l'opposition de phase qui existe entre les

oscillations des deux zones de densité spectrale d'énergie maximum (ventre des oscillations)

Comme perspective par rapport à ces résultats il serait intéressant d'étudier la circulation à l'échelle mésosynoptique pour comprendre l'origine (circulation thermique secondaire du type Walker?) et le rôle de ces circulations cycloniques sur le développement des orages locaux et celui tardif des ondes qui se propagent.

BIBLIOGRAPHIE

- Akaike, H., 1969: Fitting Autoregressive Models for Prediction; *Annals Inst. Statis. Math.*, V.21, pp.243-247.
- , 1972: Information theory and an Extension of the maximum likelihood principle. 2nd Ints. Symp. on Information Theory, Supp. to problems of Control and Information Theory, 1972, pp.267-281.
- , 1974: A New Look at the Statistical Model Identification, *IEEE Trans. Auto. Contr.*, Vol.19, pp.716-723.
- Albignat, J.P. et Reed,R.J.,1980: The Origin of African Wave Disturbances during Phase III of GATE. *M.W.R.*, 108, pp.1827-1839
- Alpert, J. et B. ZIV, 1986: The Sharav cyclone in the north african Mediterranean coast.- Observations and Theory. 1st Workshop:"TROPICAL METEOROLOGIE" ERICE - Sicile :26 Sept.-4Oct. 1986.
- Azencott. R. et D. Dacunha-Castelle, 1984: Séries d'observations irrégulières: modélisation et prévision. MASSON, PARIS.
- Brillouin, L.,1956: Science and Information Theory, Academic, New York.
- Burpee, R.W., 1972: The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. *J.A.S.*, 29, pp.77-90.
- , 1974: Characteristics of North African Easterly Waves During the Summers of 1968 and 1969. *J.A.S.*, 31, pp.1556-1570
- , 1975: Some Features of Synoptic-Scale Waves Based on a Compositing Analysis of GATE DATA. *J.A.S.*, 103, pp.921-925.
- , 1976: Some Features of Global-Scale 4-5 Day Waves. *J.A.S.*, 33, pp.2292-2299.
- Carlson, T.N., 1969 a: Synoptic Histories of Three African Disturbances that Developed into Atlantic Hurricanes. *M.W.R.*, 97, N 3, pp.256-276.
- , 1969, b: Some Remarks on African Disturbances and their Progress over the Tropical Atlantic, *M.W.R.*, 97, N 10, pp.716-726.
- Chang , C.P. et al., 1970: A Statistical Study of Easterly Waves in the Western Pacific: July-December 1964. *J.A.S.*, 27, pp. 201.
- Charney, J.G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J.Meteor.*, 4, pp.135-162.

- Chen, W.Y. and G.R. STEGEN, 1974: Experiments with Maximum entropy power spectra of sinusoids, *J.G.R.*, Vol. **79**, N 20, pp.3019-3022.
- Coaker, S.A., 1977: The stability of a Rossby wave. *Geoph. Astrophys. Fluid Dynamics*, **9**, pp1-17.
- Doos, B.R., 1961: The scale of non adiabatic heating as a factor in cyclogenesis. *J. of Meteor.*, **18**, pp.1-8.
- Eady, E.T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, pp.33-54.
- Ebdon, R.A., 1961: Notes on the wind flow at 50mb in tropical and sub tropical region in January 1957 and January 1958. *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, **86**, pp 540-542.
- Erickson, C.O., 1963: An Incipient Hurricane near the West African Coast, *M.W.R.*, **91**, pp.61-68.
- Frank, N.L., 1970: Atlantic Tropical Systems of 1969. *M.W.R.*, **98**, N 4, pp.307-314.
- Haurwitz, 1937: Dynamical meteorology
- Hayashi, Y., 1970: A theory of large-scale equatorial waves generated by condensation heat and accelerating the zonal wind., *J.Meteor., Soc. Japan*, **48**, pp.140-160.
- , 1974: Spectral Analysis of Tropical Disturbances Appearing in a G.F.P.L. General Circulation Model. *J.A.S.*, **31**, pp.180-218.
- Hayashi, Y., 1981: Space-Time Spectral Analysis and its Applications to Atmospheric Waves, *Jour. Meteor. Soc. Japan*, **60**, N 1, pp.156-171.
- Hirota, I., 1979: Kelvin waves in the equatorial middle atmosphere observed by the Nimbus 5 SCR., *J. Atmos. Sci.*, **36**, pp.217-222.
- Holton, J.R., 1971: A Diagnostic Model for Equatorial Wave Disturbances: The role of vertical shear of the Mean Zonal Wind. *J.A.S.*, **28**, pp.55-64.
- , 1972: An introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press. New-York.
- , 1979: Môme livre que ci-dessus (2 édition).
- Houghton, J.T., 1977: The Physics of Atmospheres. Cambridge University Press.
- Jones, R., 1978: Applied Time Series Analysis, Academic, New-York, 1978.
- Jones, S., 1979: Rossby wave interactions and instabilities in a rotating two-layer fluid on a beta-plane; *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, vol **12**, pp 1-33.

- Khane R.P. et al., 1984/1985: Maximum Entropy Spectral Analysis of Total Ozone. Pageoph., vol. 122, pp. 747-767.
- Kundu, P. K. et al., 1975: Modal decomposition of the velocity field near the Oregon coast. J. Phys. Oceanogr., 5, p 683-704.
- Kuo, H.L. 1949: Dynamic instability Two-Dimensional non-divergent flow in a Barotropic atmosphere. J.Meteor., 6, pp.105-122.
- , 1952: Three-dimensional disturbances in a baroclinic zonal current. J.Meteor., 9, pp.260-278.
- Lindzen, R.S. et J.R.Holton, 1968: A theory of the Quasi-biennial oscillation. J.A.S., 25, pp.1095-1107.
- Lindzen, R.S., 1974: Wave-Risk in the Tropics., J.A.S., 31, N 1, pp.156-179.
- Madden. R., and P. Julian, 1972: Further Evidence of Global-Scale, 5-Day Pressure Waves. J.A.S., 29, pp.1464-1469.
- Madden. R., and J. Stokes, 1974: Evidence of Global-Scale 5-Day Waves in a 73-Year Pressure Record. J.A.S., 32, pp.831-836.
- Maruyama, T. 1967: Large-Scale Disturbances in the Equatorial Lower Stratosphere. J.Meteor. Soc. Japan, 45, N 5, pp.391-408.
- , 1968: Upward transport of westerly momentum due to large scale disturbances in the equatorial lower stratosphere. J.Meteor. Soc. Japan, 46, pp.401-417.
- , 1979: Equatorial wave intensity over the Indian Ocean during the years 1968-1972. J.Meteor. Soc. Japan, 57, pp.39-51.
- Maruyama, T., and Yanai, M., 1967: Evidence of Large-Scale Wave Disturbances in the Equatorial Lower Stratosphere. J. Meteor. Soc. Japan, 45, N 2, pp.196-199.
- , 1969: Long-Term Behaviour of Kelvin Waves and Mixed Rossby-Gravity Waves. J. Meteor. Soc. Japan, 47, N 4, pp.245-254.
- Mass, C., 1979: A Linear Primitive Equation Model of African Wave Disturbances, J.A.S., 36, pp.2075-2092.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. J. Meteor. Soc. Japan, 44, N 1, pp.25-43.
- Meid,R.P., 1978: The instabilities of finite-amplitude barotropic Rossby waves. J.Fluid Mech, 86 pp.225-246.

- Misra, B.H., 1972: Planetary Pressure Wave of 4 to 5 Day Period in the Tropics. *M.W.R.*, 100, N 4, pp.313-316.
- Mouzna, N., 1984: Les Caractéristiques de propagation des ondes tropicales en Afrique de l'Ouest observe pendant l'Expérience WAMEX. Thèse de Doctorat-Ingénieur. UER de Clermont-Ferrand II, France.
- Murakami, T. 1972: Equatorial Tropospheric Waves Induced by Diabatic Heat Sources. *J.A.S.*, 29, pp.827-836.
- , 1976: Analysis of summer monsoon fluctuations over India. *J.Meteor. Soc. Japan*, 54, pp.15-32.
- Newell et al., 1972: The general circulation of the tropical atmosphere and interaction with extratropical latitudes., vol 1, M.I.T. Press., 258pp.
- Nitta, T. and Yanai, M., 1969: A note on the Barotropic Instability on the Tropical Easterly Current., *J. Meteor. Soc. Japan*, 47, N 2, pp.127-130.
- Nitta, T., 1970 a: Statistical Study of Tropospheric Wave Disturbances in the Tropical Pacific Region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 48, N 1, pp.47-59.
- , 1970 b: Study of Generation and Conversion of Available Potential Energy in the Tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 48, N 6, pp.
- , 1972: Structure of Wave Disturbance over the MARSHALL Islands During the Years of 1956 and 1958. *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, N 2, pp.85-102.
- Norquist, D.C. and col., 1977: The Energetics of African Wave Disturbances as observed During Phase III of GATE. *M.W.R.*, 105, N 3, pp.334-342.
- Otnes and Enochson, 1972: Digital Time Series. John Wiley and Sons, Ed., 467pp.
- Ouss, C., 1980: Etude des Ondes Atmosphériques de 7-8 jours en Afrique de l'Ouest. Thèse de Doctorat 3 cycle. Université Pierre et Marie Curie. Paris 6.
- Pedlosky, J., 1979: Geophysical fluid dynamics, Springer-Verlag, Berlin and New-York.
- Phillips, N.A., 1951: A simple three-dimensional model for the study of large scale extra tropical flow patterns. *J.Meteor.*, 8, pp.381-394.
- , 1954: Energy transformation and meridional circulation associated with simple baroclinic waves in a two-level quasi geostrophic model. *Tellus*, 6, pp.273-286. PIERSIG, W., 1936: The Cyclonic Disturbances of the Subtropical Eastern North Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 25, pp.2-17.

- Radoski, H.R., P.F. Fougère, and E.J. Zawalick, 1975: A Comparison of Power Spectral Estimates and Applications of the Maximum Entropy Method., *J.G.R.*, **80**, N 4, pp.619-625.
- Reed, R.J. et al., 1961: Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere., *J. geophys. Res.*, **66**, pp. 813-818.
- Reed, R.J., 1965: The present status of the 26 months oscillations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **46**, pp. 374-387.
- Reed, R.J. and Recker, E.E., 1971: Structure and Properties of A Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Equatorial Western Pacific. *J.A.S.*, **28**, pp.1117-1133.
- Reed, R.J. and col., 1977 a: The Structure and Properties of African Wave Disturbance as Observed During Phase III of GATE. *M.W.R.*, **105**, pp.317-333.
- Regula, H., 1936: "Pressure changes and "tornadoes" (Squalls) on the west coast of Africa." *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **24**, pp.311-317.
- Rennick, M.A., 1976: The Generation of African Waves. *J.A.S.*, **33**, pp.1955-1969.
- Rielh, H., 1945: Waves in the easterlies and the polar front in the tropics Misc. Rept. 17, Dept of Meteorology, University of Chicago, 76pp.
- , 1954: Tropical Meteorology New-York, Mc.Grawhill, 392pp.
- Rosenthal, S.L., 1965: Some preliminary theoretical considerations of tropospheric wave motions in equatorial latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, pp.605-612.
- Saha et al., 1981: Westward-propagating predecessors of monsoon depressions. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2, pp.330-343.
- Saloum, M: Communication Personnelle. Service Météorologique, ASECNA - Niamey - Niger.
- Shannon, C.E., 1948: A Mathematical Theory of Communication, *Bell. Syst. Tech. J.*, **27**, pp.379-423.
- Simmons, A.J., 1977: A Note on the Instability of the African Easterly Jet, *J.A.S.*, **34**, pp.1670-1674.
- Smylie, D.E., G.K.C. Clarke, and T.J. Ulrych., 1973: Analysis of Irregularities in the Earth's Rotation, in *Methods in Computational Physics*, **13**, pp.391-430
- Ulrych, J.J. and Bishop, T.N., 1975: Maximum Entropy Spectral Analysis and Autoregressive Decomposition, *R.G.S.P.*, **13**, N 1, pp.183.200.
- Viltard, J.M. et De Félice, P., 1979: Statistical Analysis of Wind Velocity in an Easterly Wave over West Africa. *M.W.R.*, **107**, pp.1320-1327.

- Wallace, J.M. et Chang, C.P., 1969: Spectrum Analysis of Large Scale Wave Disturbances in the Tropical Lower Troposphere J.A.S., **26**, pp.1010-1025.
- Wallace, J.M. et Kousky, V.E., 1968: Observational Evidence of Kelvin Waves in the Tropical Stratosphere, J.A.S., **25**, pp.900-907.
- Wallace, J.M., 1971: Spectral Studies of Tropospheric Waves Disturbances in the Tropical Western Pacific, R.G.S.P., **9**, N 3, pp.557-612.
- Whittle, P., 1963: On the Fitting of Multivariable Autoregressions and the Approximate Canonical Factorisation of a Spectral Density Matrix; *Biometrika*, **50**, 1 and 2, pp.129-134.
- Yamasaki, H., 1969: Large-scale disturbances in a conditionally unstable atmospheric in low latitudes. *Papers Meteor. Geophys.*, Tokyo, 20.
- Yanai, M., 1963: A preliminary survey of large-scale disturbances over the tropical Pacific region. *Geofis. Intern.(Mexico)*, 3, pp.73-84.
- Yanai, M., and Maruyama, T., 1966: Stratospheric Wave Disturbances Propagating over the Equatorial Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, N 5, pp.291-294.
- Yanai, M. et col., 1967: Computation of vertical motion and vorticity budget in a Caribbean easterly wave. *J.Meteor. Soc. Japan*, **45**, pp.444-466.
- , 1968: Power Spectra of Large-Scale Disturbances over the Tropical Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, N 4, pp.308-323.
- YANAI, M. and HAYASHI, Y., 1969: Large-Scale Equatorial Waves Penetrating from the Upper Troposphere into the Lower Stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, N 3, pp.167-182.
- Yanai, M. et Murakami, T., 1970: Spectrum analysis of symmetric and antisymmetric equatorial waves. *J.Meteor. Soc. Japan*, **48**, pp.331-347.
- Zangvil, A., 1975: Temporal and Spatial Behaviour of Large-Scale Disturbances in Tropical Cloudiness Deduced from Satellite Brightness Data. *M.W.R.*, **103**, pp.904-920.
- Zangvil, A. et Yanai, M., 1980: Upper tropospheric waves in the tropics. Part 1. Dynamical analysis in the wave number-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **37**, pp.283-298.