

Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée

Bruno WAUTHY (1)

RÉSUMÉ

La circulation générale de la troposphère est présentée suivant un modèle descriptif voisin de celui de PALMEN (1951) ; les facteurs thermique et dynamique qui la déterminent entraînent la constitution d'une enveloppe de Hautes Pressions Tropicales délimitant un volume à circulation dominante d'Est dans les couches inférieures vers des Basses Pressions Intertropicales en surface.

L'ensemble H.P.T. - flux d'Est - B.P.I. définit le domaine tropical dont la structure se révèle très stratifiée et très stable ; elle s'oppose aux mouvements ascendants qui se produisent donc préférentiellement dans des discontinuités de cette stratification dont la plus importante est l'Équateur Météorologique vers lequel confluent les circulations des deux hémisphères.

Le dynamisme de la circulation verticale est dû à des « perturbations tropicales » capables de forcer le soulèvement en altitude de l'air humide des basses couches. Le moteur de ces perturbations est l'intrusion d'air polaire dans le domaine tropical consécutive à l'activité des Fronts Polaires. Cette intrusion se manifeste directement sous forme d'un front « froid » aux confins du domaine et/ou indirectement sous forme d'une « onde tropicale d'Est » qui se propage dans les flux des couches inférieures en direction de l'E.M.

Une description succincte du cadre géographique du Golfe de Guinée rappelle les caractéristiques du relief, de l'hydrologie et de la couverture végétale du continent Africain. Le cadre aérologique est précisé par l'exposé de l'organisation du champ de pression, commandée par les réponses différentes de l'océan et du continent au facteur thermique solaire, et des circulations saisonnières qui en découlent. Le cadre océanique est rappelé par une description sommaire de la couche superficielle, l'accent étant mis sur la température, les upwellings permanents ou saisonniers et les échanges océan-atmosphère.

La météorologie est abordée par une description des principaux types de perturbations tropicales qui intéressent le flux atlantique issu du Golfe de Guinée en insistant sur leur importance pluviogénique ; une analyse de la pluvio-génèse montre qu'on peut rendre compte de la répartition spatiale des précipitations, de leurs différents régimes et de leur nature plus ou moins orageuse, par l'action combinée de quelques facteurs simples : un facteur de disponibilité du flux atlantique vecteur de l'eau précipitable qui commande la durée de la saison sèche, des facteurs utilisateurs permanents (relief, Équateur Météorologique...) ou éventuels (perturbations tropicales) et des facteurs inhibiteurs (refroidissement par la base de l'air inférieur, subsidence de l'air supérieur).

Une brève description des climats des zones côtières du Golfe de Guinée montre l'importance primordiale de l'influence océanique dont l'extension à l'intérieur du continent est évoquée.

En conclusion le problème de la part de responsabilité de l'océan dans la variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique Tropical est posé.

MOTS-CLÉS : Afrique · Météorologie — Golfe de Guinée — Climatologie — Circulation — Troposphère.

(1) Centre O.R.S.T.O.M., B.P. 529, Papeete, Polynésie française.

ABSTRACT

INTRODUCTION TO THE CLIMATOLOGY OF THE GULF OF GUINEA

Global tropospheric circulation is described according to PALMEN's model (1951); thermic and dynamic factors manage to build a Tropical High Pressures shell delimitating a volume where circulation in lower layer is dominantly from the east toward surface Intertropical Low Pressures.

The tropical realm thus defined shows strong stratification and high stability opposing vertical air ascension outside a few discontinuities; foremost among them is the Meteorological Equator (M.E.) where confluent flows from each hemisphere meet. Vertical circulation dynamism is brought about by "tropical disturbances" which force the ascent towards high elevation of the wet air from lower layers and are powered by polar air intrusion into tropical realm resulting from Polar Fronts activity. Intrusion manifests itself directly by cold fronts at the outskirts and/or indirectly by "tropical waves" which spread from the east through lower layer flows towards the M.E.

A brief reminder is given of African continent orography, hydrology and vegetation characteristics. Aerology is depicted according to a pressure field governed by different answers by continent and ocean to thermal effect of the sun along with seasonal circulations which follow. Ocean surface layer features are reminded, with emphasis laid on temperature, upwellings (permanent and seasonal) and air-sea transfers. Meteorology is dealt with through description of the main tropical disturbances in the Atlantic flow from Guinea Gulf, focusing on their contribution to rainfall; an analysis of pluviogenesis shows that a few factors can account for space and time distribution of rainfall: a "disponibility factor" of the atlantic flow conveying precipitable water governs the dry season duration; "utilisation factors", permanent (relief, M.E.) or occasional (tropical disturbances) have the water precipitating; "inhibition factors" (lower air cooling, upper air subsidence) prevent water from falling. A short description of Guinea Gulf coastal region climates shows the overwhelming part acted by oceanic influence whose extension inland is called to mind.

To conclude ocean responsibility in interannual climatic variability of Tropical Atlantic is emphasized.

KEY WORDS : Africa — Meteorology — Gulf of Guinea — Climatology — Circulation — Troposphere.

AVANT-PROPOS

L'océanographe étudiant l'Atlantique Tropical est sans cesse confronté au problème des interactions océan-atmosphère et de leurs implications dans la climatologie du continent africain. S'initier à cette discipline est donc pour lui une nécessité, mais c'est une tâche particulièrement ardue car le découpage, du fait de la colonisation, en entités régionales et en domaines linguistiques a amené une dispersion extrême des publications traitant des observations, des descriptions et des interprétations; de plus, le développement d'une météorologie spécifiquement tropicale qui s'est fait en marge des motivations des réalisations et des progrès de la météorologie des régions tempérées a laissé longtemps croire que le domaine tropical était un monde à part.

Un ouvrage comme la thèse de LEROUX (1980) est donc reçu avec soulagement et abordé avec gratitude; traitant « le climat de l'Afrique Tropicale » l'auteur y montre une érudition remarquable concernant les « éléments du climat », fondée sur une revue bibliographique de près de 1 000 références et un souci constant de rechercher les « facteurs du climat » dans une structure aérologique tropicale, originale certes, mais se rattachant tant pour sa formation que pour son fonctionnement à la circulation générale de l'atmosphère à l'échelle planétaire.

Nous avons emprunté largement à cette publication pour la rédaction de cette introduction; nous demandons par avance l'indulgence pour les interprétations et les simplifications abusives que nous avons pu en faire.

Cette introduction comporte trois parties d'importance croissante :

— la première présente schématiquement la circulation dans la troposphère à l'échelle planétaire;

— la seconde décrit la structure aérologique très stratifiée qui en découle dans les basses latitudes, ainsi que les discontinuités qui l'interrompent et les phénomènes qui la perturbent;

— la troisième est une application au continent africain des concepts dégagés et des mécanismes invoqués, en traitant plus particulièrement la zone d'influence du flux de basse couche issu de l'Atlantique sud, prépondérant dans le Golfe de Guinée.

1. LA CIRCULATION GÉNÉRALE DE L'ATMOSPHÈRE

1.1. Bref historique de l'évolution des modèles

ARISTOTE (384-322 av. J.-C.) attribuait déjà à l'action réchauffante du soleil la responsabilité des vents qui jouaient en Méditerranée un rôle

primordial dans les échanges entre les grandes cités établies sur ses côtes. L'existence des alizés était bien connue des premiers navigateurs qui les utilisaient judicieusement pour leurs voyages océaniques. HALLEY Edmond en 1686, fit une description très exacte des vents de surface des océans tropicaux; il identifia les alizés de NE et de SE, les régions de mousson, une zone de confluence sur l'Atlantique tropical avec une région de « calmes et de tornades » dans la partie Est. Pour rendre compte de ces alizés HADLEY George proposa en 1735 un modèle de circulation tropicale : l'air qui est chauffé par le soleil à l'équateur s'élève et se répand vers les pôles à une certaine altitude; l'air qui s'élève est remplacé près de la surface par de l'air plus froid venant du nord et du sud; à cause de la rotation de la terre, l'air se déplaçant vers l'équateur à partir des deux hémisphères est dévié vers l'ouest, donnant les alizés; l'air se déplaçant en altitude de l'équateur vers les pôles est dévié vers l'est; étant en altitude, il perd sa chaleur, devient dense et descend vers la surface qu'il atteint aux latitudes au-delà des Tropiques où on trouve des vents d'ouest (fig. 1).

Les années passèrent et les grandes explorations accumulèrent les observations : elles établirent, en particulier, que la valeur de la pression atmosphérique au niveau de la mer est élevée dans les zones tropicales et aux pôles et faible à l'équateur et dans les régions subpolaires. Pour expliquer cette répartition la théorie de HADLEY fut étendue par FERREL en 1856 pour y inclure une cellule de circulation supplémentaire entre les latitudes 30° et 60°, ce qui porta à trois les cellules de circulation méridienne : la cellule tropicale (celle de HADLEY) et la cellule polaire sont mues par énergie thermique; la cellule des latitudes moyennes (celle de FERREL) est mue par friction avec les deux premières (fig. 1). Par la suite les observations météorologiques systématiques établirent l'existence de vents d'ouest aux latitudes moyennes (30° à 60°) aussi bien en altitude qu'en surface : le modèle de ROSSBY de 1930 prend en compte cette particularité (fig. 1).

Puis vint la découverte de vents forts de secteur ouest entre 5 et 10 km d'altitude dans la cellule tempérée : les « courants-jets », le Jet Subtropical et le Jet Polaire; l'importance des échanges horizontaux entre les circulations d'Est et d'Ouest fut reconnue dans les bilans thermiques, ainsi que dans la conservation de la quantité de mouvement à l'échelle du globe; ces nouveaux éléments conduisirent au modèle de PALMEN de 1951 qui reste acceptable dans ses grandes lignes trente ans plus tard (fig. 1).

Nous nous proposons de présenter un schéma simplifié du modèle de PALMEN pour montrer comment la troposphère tropicale s'insère dans le cadre de la circulation atmosphérique générale.

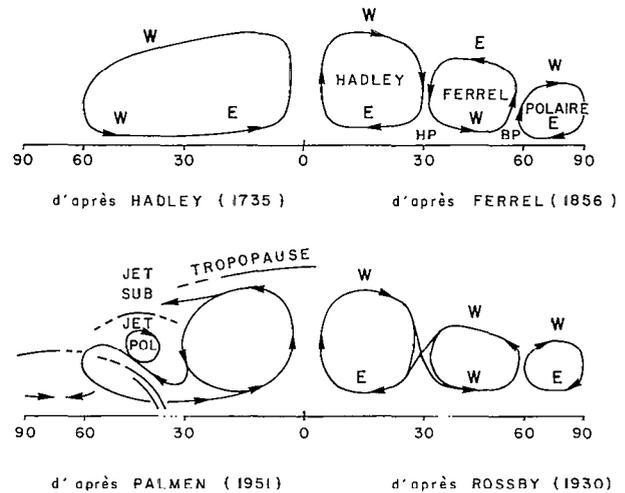


FIG. 1. — Schémas de la circulation générale
Global circulation model

1.2. Les caractères généraux

Bien que des études récentes (RAMANATHAN, 1977) démontrent que la circulation dans la stratosphère (entre 10 et 50 km d'altitude) est intimement liée à celle de la troposphère (entre 0 et 10 km) et responsable d'une fraction du transport de chaleur des régions tropicales vers les pôles, nous nous limiterons à une présentation du modèle troposphérique, la tropopause représentant « la surface d'équilibre entre le rayonnement terrestre et le rayonnement solaire » (BJERKNES *et al.*, 1934). La circulation générale est déterminée « à la fois par des causes thermiques et par des causes mécaniques » (PEDELABORDE, 1970).

1.2.1. CAUSES THERMIQUES

Elles sont dues au rayonnement solaire; les divers processus qui déterminent l'intensité de la radiation en fonction de la latitude (absorption atmosphérique, hauteur du soleil, albedo) aboutissent au bilan présenté par SELLERS (1965) et illustré par la figure 2. Sauf à proximité des pôles, la surface de la Terre reçoit plus d'énergie qu'elle n'en rayonne et constitue donc une source de chaleur. Par contre, l'atmosphère perd à toutes les latitudes plus d'énergie qu'elle n'en reçoit. Si l'on considère le bilan radiatif de l'ensemble terre-atmosphère, on constate qu'il est positif aux latitudes comprises entre 35° N et 35° S et négatif au-delà.

Des mesures à partir des satellites (VONDER HAAR et HANSON, 1969) ont montré que les estimations de couverture nuageuse, donc d'albedo, avaient été surévaluées; en conséquence, la zone inter-

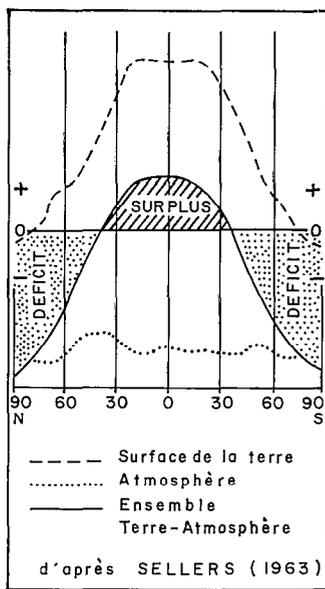


FIG. 2. — Bilan radiatif moyen annuel
Mean annual energy budget

tropicale reçoit une fraction de l'énergie solaire incidente plus grande qu'on le pensait, énergie absorbée surtout par les océans.

Dans l'hypothèse d'un système en équilibre, on voit que des transferts d'énergie sont nécessaires, d'une part de la surface vers l'atmosphère, d'autre part des régions tropicales excédentaires vers les hautes latitudes déficitaires; ces transferts sont effectués par les courants marins (25 %) et par la

circulation atmosphérique (75 %); des océans vers l'atmosphère, l'énergie est transférée sous forme de chaleur sensible (10 %) par conduction et, surtout, sous forme de chaleur latente (90 %) par évaporation.

Ainsi, la surface terrestre (continents et océans) absorbe le rayonnement solaire et chauffe ou refroidit l'atmosphère; il en résulte dans les basses couches la formation de centres d'action d'origine thermique :

- les Hautes Pressions Polaires dues au refroidissement continu au niveau des calottes polaires;
- les Basses Pressions Intertropicales qu'entraîne le constant réchauffement des basses latitudes.

Une circulation entre les pôles et l'équateur a donc tendance à s'établir dans les basses couches (fig. 3).

Au niveau de ces centres d'action des mouvements verticaux s'établissent, qui engendrent en altitude :

- des Basses Pressions Polaires (mouvement d'affaissement général de l'air refroidi);
- des Hautes Pressions Équatoriales (mouvement ascendant de l'air réchauffé).

Entre l'anticyclone équatorial plus froid (tropopause élevée; 17 000 m; — 80 °C) et la dépression polaire plus chaude (tropopause basse; 8 000 m; — 50 °C) une circulation en altitude a également tendance à s'établir, mue par la force du gradient de pression engendré par le gradient thermique. Nous constatons donc qu'à partir de deux centres d'action initiaux dans les basses couches il semble

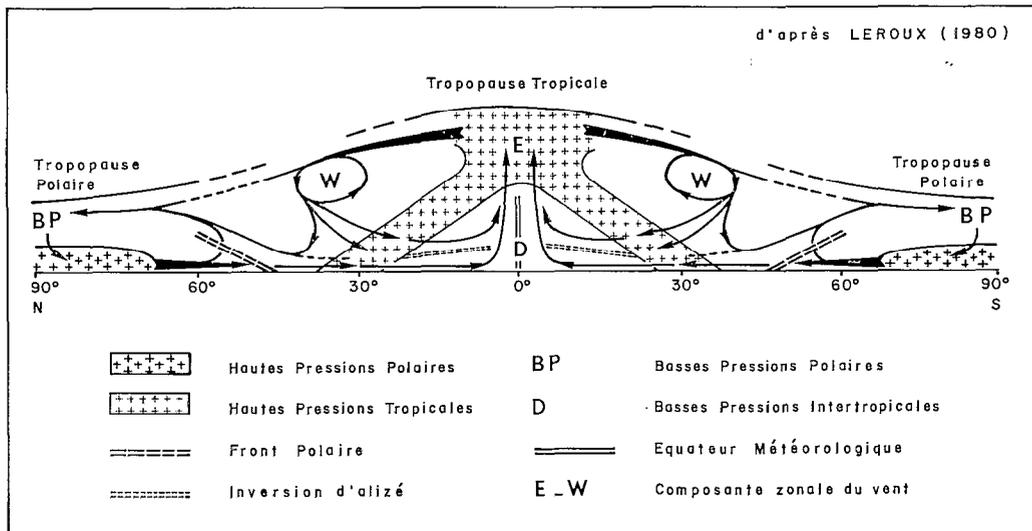


FIG. 3. — Schéma de la circulation troposphérique
Tropospheric circulation diagram

devoir s'établir une cellule de circulation méridienne, de chacun des pôles vers l'équateur.

1.2.2. CAUSES MÉCANIQUES

La rotation de la terre fournit à l'atmosphère de l'énergie mécanique sous forme de forces d'inertie qui se combinent à la force de gradient de pression et dévient les mouvements méridiens directs.

En altitude, le mouvement équateur-pôle est dévié vers l'Est et s'organise en vents forts ou « courants-jets » à forte composante Ouest qui s'établissent vers 35° de latitude en moyenne (45° en été, 25° en hiver). On peut distinguer (fig. 1) le Jet Subtropical qui correspond au maximum de déviation vers l'Est de l'impulsion méridienne et le Jet Polaire qui semble être dû à « la concentration du gradient thermique et donc du gradient de pression » qui accompagne le Front Polaire (ROSSBY *in* PEDELABORDE, 1970). Mais les statistiques ne mettent en évidence qu'un unique noyau qui est présenté sur la figure 3 (LEROUX, 1980). Ces courants d'Ouest ont tendance à provoquer une accumulation d'air sur leur bord équatorial qui est à l'origine des mouvements subsidents vers les latitudes 30° N et 30° S; ces mouvements subsidents liés aux jets créent les ceintures anticycloniques dites « subtropicales »; leur origine dynamique explique leur caractère permanent, indépendant du facteur thermique des basses couches qui détermine, nous l'avons vu, les Hautes Pressions Polaires (H.P.P.)

et les Basses Pressions Intertropicales (B.P.I.) entre lesquelles elles viennent s'intercaler.

Ces ceintures anticycloniques subtropicales des Hautes Pressions Tropicales (H.P.T.) s'organisent en cellules de circulation; le transfert des pôles vers l'équateur se réalise dans les basses couches par intégration d'air polaire froid sur leur face orientale en amont de la circulation tropicale (invasion d'air polaire; expulsion d'air polaire de fin de famille de perturbations au niveau du Front Polaire); le transfert de l'équateur vers les pôles s'effectue en altitude par les jets d'Ouest, mais aussi dans les basses couches sur la face occidentale des cellules anticycloniques, par entrainement d'air tropical chaud qui s'élève le long du Front Polaire et rejoint ensuite les Basses Pressions Polaires (fig. 3).

1.2.3. LA VARIATION SAISONNIÈRE

La disposition relative dans l'espace du Soleil et de la Terre n'est pas fixe dans le temps. Leur distance et l'inclinaison du plan équatorial terrestre sur le plan de l'écliptique varient suivant un cycle annuel; les phases remarquables de ce cycle ont été repérées et décrites : ce sont les saisons. Les hémisphères terrestres ne reçoivent généralement pas la même quantité d'énergie solaire.

En janvier (fig. 4 a). Le Soleil est au plus près (périhélie) et au zénith des régions proches du tropique du Capricorne.

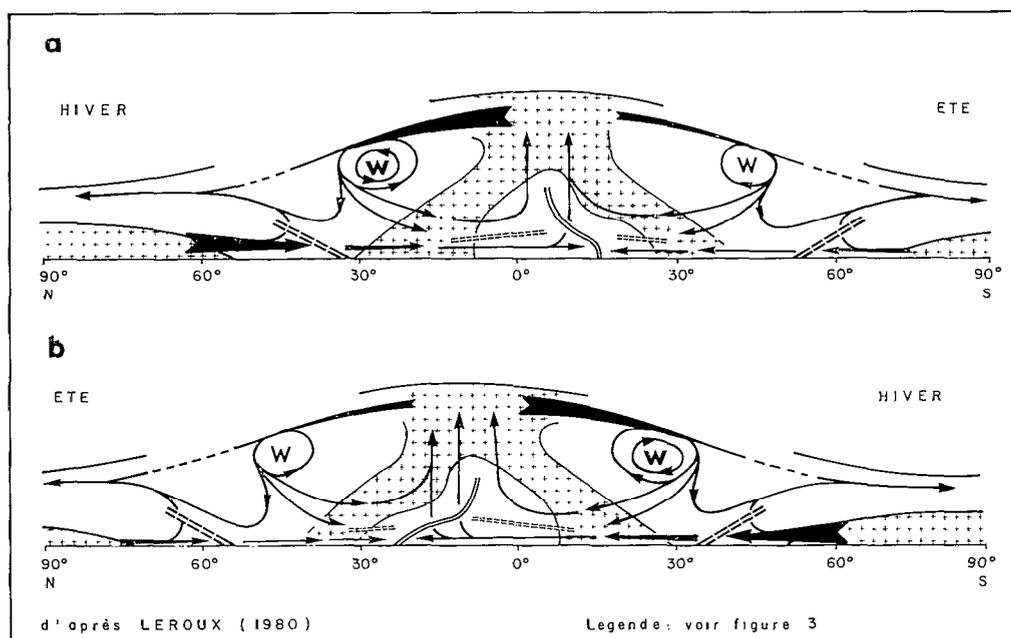


FIG. 4. — Variations saisonnières de la circulation méridienne
Meridian circulation seasonal variations

— L'hémisphère nord est considérablement refroidi; c'est l'hiver boréal; des régions polaires, de puissantes coulées d'air froid se dirigent vers le sud; dans le même temps le mouvement de compensation équateur-pôle en altitude atteint son activité maximale et le gradient thermique au niveau du Front Polaire (qui sépare l'air polaire de l'air tropical) augmente, ce qui provoque une accélération de la circulation d'Ouest; le Jet d'Ouest dont la vitesse augmente se rapproche de l'équateur, établissant les Hautes Pressions Tropicales à une latitude plus méridionale.

— L'hémisphère sud est fortement réchauffé; c'est l'été austral; ses H.P.P. diminuées, son Jet d'Ouest ralenti, ses H.P.T. affaiblies, son dynamisme amoindri ne peuvent s'opposer à l'extension de l'hémisphère météorologique boréal; l'Équateur Météorologique qui sépare les systèmes de circulation des deux hémisphères est ainsi déplacé dans l'hémisphère d'été.

En juillet (fig. 4 b). La situation est inverse de celle de janvier : le Soleil est au plus loin (aphélie, 7 % d'énergie solaire reçue par la Terre en moins) et au zénith des latitudes proches du Tropique du Cancer; l'hémisphère sud est fortement refroidi; c'est l'hiver austral, plus rigoureux que l'hiver boréal; c'est l'été dans l'hémisphère nord, sensiblement moins chaud que l'été austral. Ainsi, dans l'hémisphère d'hiver, sous l'action conjuguée de la puissance polaire dans les basses couches et du rapprochement du Jet d'altitude en direction de l'équateur, les centres d'action et les discontinuités d'échelle planétaire (Front Polaire et Équateur Météorologique) migrent ensemble en direction de l'hémisphère d'été au dynamisme amoindri. Cette migration suit le mouvement zénithal du soleil, mais avec un certain retard et une amplitude latitudinale bien moindre, dus à la chaîne progressive des transferts d'énergie successifs et à l'inertie qui les accompagne.

2. LE DOMAINE TROPICAL

Dans la troposphère le domaine tropical peut être défini comme celui de la circulation à dominante Est dans les basses latitudes; il est limité en surface et en altitude par les Hautes Pressions et enferme une zone de Basses Pressions.

2.1. Structure et Stratification du domaine tropical (fig. 5)

2.1.1. LES HAUTES PRESSIONS TROPICALES (H.P.T.)

Leurs caractères découlent de la nature des facteurs, dynamique et thermique, qui en sont responsables :

Dans les couches supérieures, Les Hautes Pressions d'origine dynamique sont construites par l'ascendance générale de l'air ($0,5$ à 1 cm.s^{-1}) au-dessus de la zone de confluence-convergence des circulations horizontales intertropicales (2 à 4 m.s^{-1}).

Dans les couches moyennes, les H.P.T. sont d'origine dynamique, formées par la subsidence engendrée par les courants Jets d'Ouest d'altitude, mais aussi d'origine thermique car elles peuvent être renforcées par les ascendances dans les basses couches dues au réchauffement du substratum en été (fig. 6); l'origine dynamique explique que les H.P.T. soient continues, variables en puissance, et connaissent une migration saisonnière dans ces couches.

Dans les basses couches, si les H.P.T. sont encore d'origine dynamique, l'influence du facteur thermique est par contre déterminant; il contrarie (chaleur et mouvements ascendants) ou renforce (froid et mouvements descendants) l'impulsion dynamique subsidente qui tend à créer les ceintures anticycloniques; l'emprise du facteur thermique dépend de la nature du substratum; les H.P.T. ne seront donc pas continues dans les basses couches; elles s'établiront en noyaux individualisés suivant la distribution des océans et des continents.

. Sur les océans

La tendance dynamique, peu contrariée par des variations thermiques amorties, se manifeste constamment, créant des cellules permanentes; elles ont cependant tendance à s'établir sur les parties orientales les plus froides.

. Sur les continents

Le facteur thermique devient prépondérant :

— *en hiver* (ou sur un continent refroidi) on trouve des noyaux de Hautes Pressions (anticyclones semi-permanents) d'origine dynamique avec renfort thermique (fig. 6 A); les cellules anticycloniques océaniques et continentales forment alors dans l'hémisphère d'hiver une ceinture continue où s'individualisent des cellules renforcées dues à l'influence continentale (coulées d'air froid);

— *en été* (ou sur un continent réchauffé) des dépressions se creusent; leur profondeur est liée à l'intensité du réchauffement; elles peuvent interdire l'établissement des ceintures anticycloniques « potentielles », mais le noyau dynamique se retrouve en altitude dès que l'influence du substratum s'estompe (fig. 6 B); à la latitude des mouvements subsidents on trouve donc en été une juxtaposition de cellules dépressionnaires continentales et de cellules anticycloniques océaniques.

A ce facteur thermique local s'ajoutent les influences thermiques advectées; les expulsions

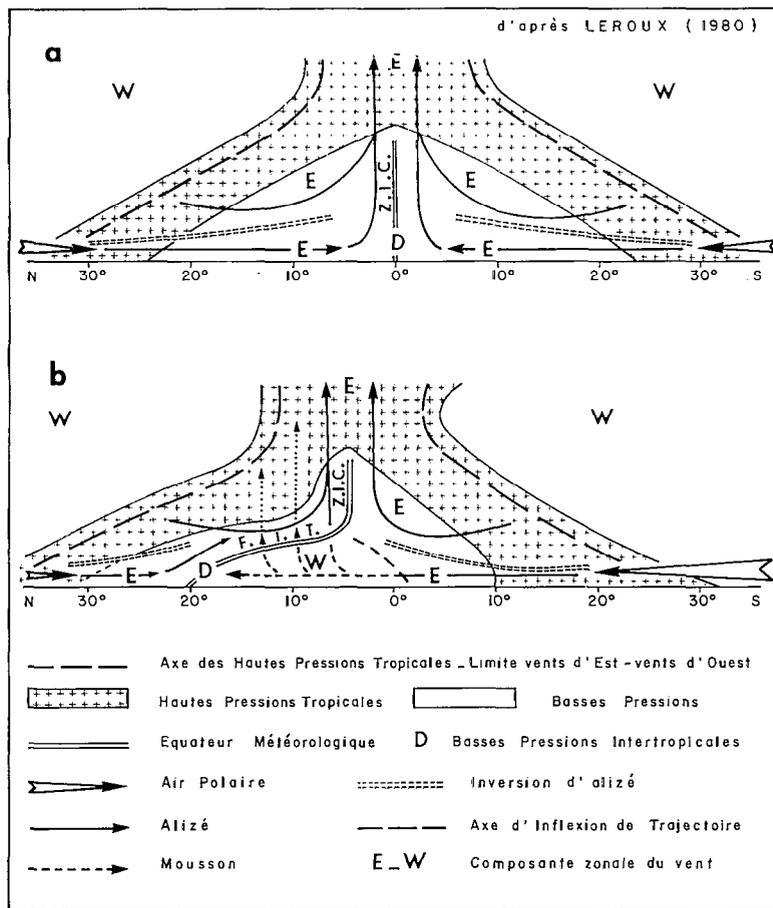


FIG. 5. — Structure verticale moyenne de la troposphère tropicale. a) sur les océans. b) sur les continents
 Mean vertical structure of tropical troposphere. a) over oceans. b) over continents

froides polaires viennent constamment renforcer la puissance des cellules anticycloniques sur leur façade orientale.

Ainsi les H.P.T. s'organisent selon une structure permanente en « V renversé », contrariée ou renforcée près de la surface dans une couche dont l'épaisseur dépend de l'altitude du substratum sur lequel s'exerce le facteur thermique.

2.1.2. LES BASSES PRESSIONS INTERTROPICALES (B.P.I.)

Elles occupent l'espace coiffé par le « V renversé » des H.P.T. (fig. 5); elles ont un caractère permanent dû à leur position relative entre les ceintures des Hautes Pressions, mais connaissent des variations de position dues à leur double origine, thermique et dynamique.

. Sur les océans, le facteur dynamique est prépondérant; les flux d'air issus des H.P.T. de chaque

hémisphère se rencontrent; la transformation de ces mouvements horizontaux en mouvements verticaux entretient le caractère dépressionnaire de cette zone; le facteur thermique direct n'intervient que faiblement, compte tenu de la présence de formations nuageuses; toute la structure en « V renversé » migre donc faiblement et en bloc sous l'action du dynamisme de l'hémisphère d'hiver.

. Sur les continents, par contre, le facteur thermique est prépondérant; les Basses Pressions sont plus creusées et connaissent une migration saisonnière considérable, obéissant *directement* au mouvement zénithal du Soleil qui entraîne une translation latitudinale plus importante que celle de la circulation générale.

2.1.3. L'ÉQUATEUR MÉTÉOROLOGIQUE (E.M.)

Dans chaque hémisphère une circulation de l'air s'établit entre les H.P.T. et les B.P.I.; ces flux

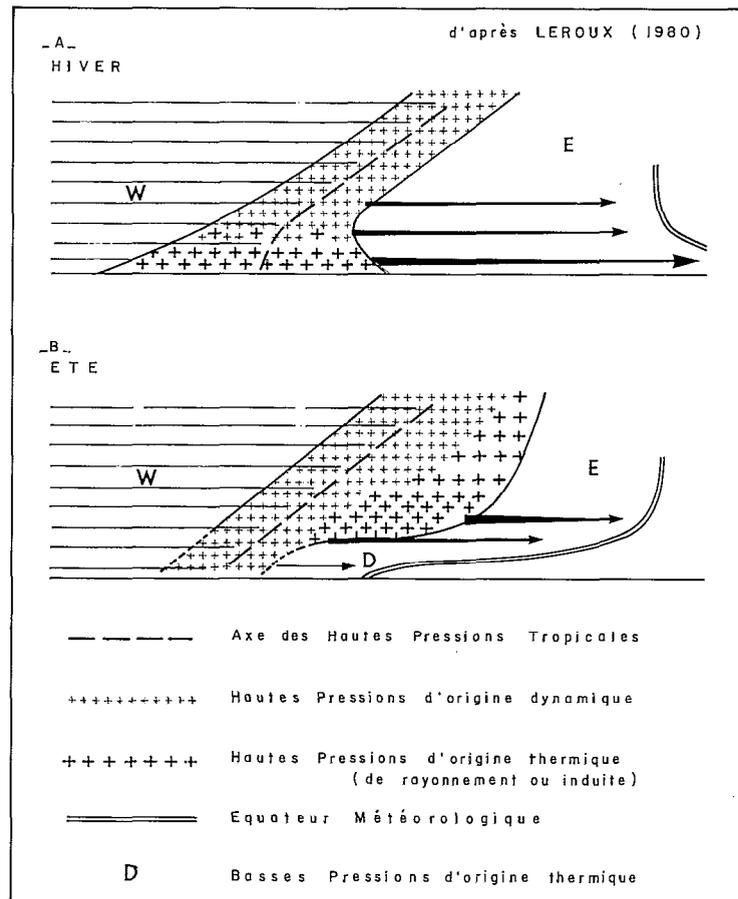


FIG. 6. — Influence du facteur thermique sur la manifestation de la tendance anticyclonique
Thermal factor influence on anticyclonic tendency

horizontaux s'affrontent dans la région équatoriale et confèrent à la troposphère une structure remarquable par sa stratification permanente qui commande l'intensité des mouvements verticaux; ces derniers sont à l'origine des formations nuageuses dispensatrices des précipitations (cf. note *infra* p. 114).

(a) *Les flux en présence*

En surface, ils sont dirigés par les H.P.T. vers les B.P.I.; ils ont d'abord été reconnus par les marins des lignes commerciales de la navigation à voile, qui leur ont donné leurs noms imagés d'alizé et de mousson (étymologie possible : français ancien « alis », uni et arabe « mausim », saison).

L'alizé est le vent régulier par excellence; il connaît cependant des variations, en direction puisque sa trajectoire est incurvée autour des cellules anticycloniques de basses couches et en vitesse puisque la puissance de ces mêmes cellules n'est pas constante, plus élevée en hiver ou alimentée par des influx

épisodiques d'air polaire; l'hétérogénéité du substratum ajoute à cette diversité; on peut distinguer :

— l'alizé maritime (Al.m.), à trajectoire océanique, généralement humide et aux écarts thermiques annuels faibles;

— l'alizé continental (Al. c.) marqué par la sécheresse relative et des écarts thermiques annuels importants.

Suivant sa trajectoire, l'alizé peut passer d'un substrat à un autre, et nous aurons alors de l'alizé maritime continentalisé (Al. m. c.) ou de l'alizé continental humidifié (Al. c. h.); l'alizé maritime évolue également le long de sa trajectoire; sur la face orientale des cellules anticycloniques, l'influence de l'air polaire et la température de la mer refroidissent l'alizé et le stabilise; c'est l'alizé de type I; sur la face équatoriale et la face occidentale de ces mêmes cellules, l'alizé se réchauffe, s'humidifie, devient instable; c'est l'alizé de type II; cette

stabilité conditionne l'utilisation de l'humidité atmosphérique dont l'alizé est le vecteur.

La mousson est par définition un flux originaire d'un hémisphère qui s'intègre dans la circulation de l'autre hémisphère géographique; elle est associée à un gradient transéquatorial de pression entre un anticyclone dans un hémisphère et une dépression dans l'autre; ainsi la mousson provient de la déviation d'un alizé initial; cette déviation est fonction de la disposition relative du flux d'alizé et de la dépression, mais aussi du changement de signe de la force de Coriolis au franchissement de l'équateur et de la conservation de la quantité de mouvement du flux; cette déviation se fait suivant un Axe d'Inflexion de Trajectoire (A.I.T.) et l'alizé d'Est évolue en mousson d'Ouest; la friction sur le substratum augmente cette déviation dans les basses couches, mais elle diminue avec l'altitude; alizé dévié, la mousson hérite de la même diversité des caractères thermique et hygrométrique.

En altitude, par atténuation progressive et disparition des facteurs qui peuvent entraîner le détournement d'un flux, on retrouve une circulation simplifiée à dominante Est, du type alizé (ainsi la mousson est un flux d'Ouest inséré dans un flux d'Est); l'écoulement s'y organise en courants accélérés; on peut en individualiser trois; deux dans les couches moyennes, de part et d'autre du plan de confluence des alizés; un dans les couches supérieures, à l'aplomb de cette confluence, nourri par des mouvements verticaux: c'est le J.E.T. (Jet d'Est Tropical, FLOHN, 1964).

(b) Les discontinuités dans l'alizé

Elles sont liées à l'organisation de la ceinture anticyclonique en cellules distinctes dans les basses couches.

L'inversion d'alizé (I. Al.)

Dans les basses couches le vent est originaire de la façade orientale des cellules anticycloniques océaniques permanentes; l'influence de l'air polaire, le contact avec l'océan de température basse (souvent refroidi par des upwellings permanents) en font un vent froid, de secteur nord ou sud suivant l'hémisphère, stable, l'alizé de type I.

Cet alizé de type I est surmonté par un vent d'Est engendré par la subsidence de l'air supérieur (cf. origine des H.P.T.) sec et réchauffé par compression adiabatique.

Il y a donc une discontinuité très nette dans les caractéristiques des deux couches; la différence la plus remarquable aux yeux des observateurs originaires des latitudes tempérées (et la première

observée, par PIAZZI-SMITH au Pic de Teneriffe en 1858) est l'inversion de la décroissance de la température de l'air avec l'altitude à quelques centaines de mètres au-dessus de l'océan, d'où son nom: « inversion d'alizé » (fig. 7).

Cette discontinuité de température est aussi une discontinuité de vent (cisaillement entre l'alizé de type I évoluant en type II des basses couches et la circulation d'Est supérieure), une discontinuité d'humidité (air sec supérieur) et une discontinuité de mouvements verticaux (air plus ou moins turbulent à tendance ascendante inférieur, air subsident supérieur).

Cette discontinuité a des conséquences importantes au plan climatologique:

— la vapeur d'eau s'accumule progressivement sous la discontinuité dans des formations nuageuses (condensation par turbulence);

— ces formations nuageuses ne peuvent se développer verticalement à cause du cisaillement, de la siccité et de la subsidence de l'air supérieur; elles s'accumulent en couches; ce sont les « strato-cumulus » de la « mer de nuages » caractéristique de l'alizé, peu dispensatrice de précipitations (« déserts océaniques », BIROT, 1965);

— cette vapeur d'eau est donc collectée sous l'inversion et transportée en direction de l'Équateur Météorologique.

Le niveau de l'inversion d'alizé, qui peut être à moins de 100 m à la source de l'alizé dans la partie orientale d'une cellule anticyclonique océanique, s'élève progressivement en direction de l'ouest et en direction de l'équateur où il peut atteindre 2 000 m (fig. 7 B). La discontinuité de caractères entre les deux couches s'atténue dans le même temps. L'alizé maritime est donc un « exportateur d'énergie » (chaleur latente de vaporisation) de l'Océan tropical vers l'atmosphère et un « vecteur d'eau » en direction de l'Équateur Météorologique.

La discontinuité d'alizés (D. Al.)

Entre deux cellules de circulation anticycloniques de basses couches contiguës, il existe une discontinuité entre le flux naissant d'alizé de type I sur la face orientale d'une cellule et le flux finissant sur la face occidentale de la cellule voisine orientale. Cette discontinuité s'inscrit dans un plan subvertical d'orientation méridienne qui se raccorde en altitude à l'inversion d'alizé de la première cellule (fig. 7 A): c'est la « discontinuité d'alizé » (D. Al.). Cette discontinuité peut subsister après que l'un des flux d'alizé ou même les deux, se soit transformé en mousson.

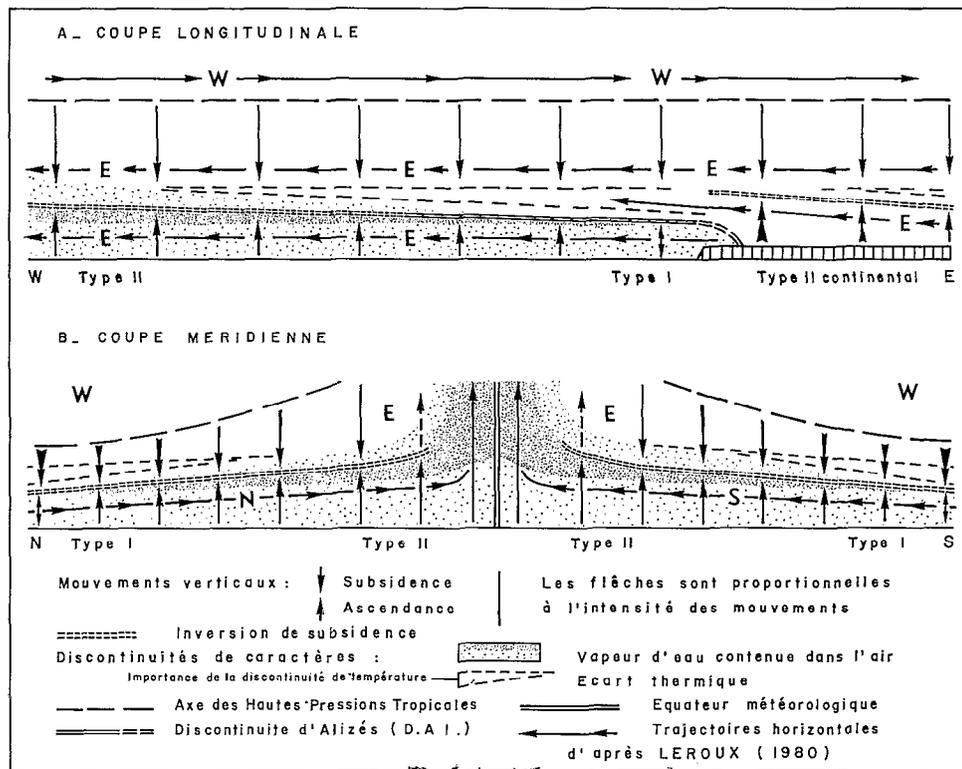


FIG. 7. — Illustration schématique des composantes de l'inversion d'alizé
Trade-wind inversion components diagram

(c) *La discontinuité intertropicale: l'Équateur Météorologique*

Définition et structure (d'après LEROUX, 1980)

L'« Équateur Météorologique » (E.M.) est le lieu de rencontre des flux issus des deux ceintures de H.P.T. Il s'inscrit donc dans l'axe des B.P.I. Sa structure est différente sur les continents et sur les océans.

Dans les couches moyennes de la troposphère par suite de la présence des ceintures continues des H.P.T. et du caractère relatif permanent des B.P.I. l'E.M. est matérialisé par un *couloir de confluence* des alizés des deux hémisphères; cette structure subverticale que LEROUX a baptisée « de type Z.I.C. » (Zone Intertropicale de Confluence, confluence et non pas forcément convergence, car les flux d'Est secs des couches moyennes ne pénètrent pas vraiment dans la « cheminée équatoriale », mais continuent vers l'Ouest) est continue à l'échelle planétaire et se retrouve donc aussi bien sur les continents que sur les océans; elle migre en latitude suivant le mouvement saisonnier limité de l'ensemble du système tropical (fig. 5).

Dans les basses couches, l'influence du facteur thermique modifie cette disposition :

— sur les continents, la surface de confluence passe par les axes des B.P.I., fortement décalés dans l'hémisphère d'été; elle s'incline donc peu à peu, à partir de la verticale, en direction du sol à proximité duquel elle peut même devenir pratiquement horizontale; LEROUX a baptisé cette structure « de type F.I.T. » (Front Inter Tropical); la confluence peut donc s'effectuer entre deux flux sensiblement différents (mousson humide et alizé continental par exemple) le long d'une surface accrue par suite de son inclinaison, ce qui justifie cette dénomination de Front (fig. 5 b);

— sur les océans, la structure Z.I.C. des couches moyennes se prolonge dans les basses couches puisque la confluence se fait généralement directement entre alizés de même nature, le facteur thermique ne jouant par ailleurs que très peu (fig. 5 a).

La migration saisonnière de la trace au sol de l'E.M. suit donc celle des B.P.I.; faible sur les océans, elle est importante sur les continents et

dépendra de l'extension de ces derniers en latitude dans la zone intertropicale.

L'Organisation Météorologique Mondiale a recommandé la terminologie « Discontinuité Inter Tropicale » (I.T.D.) pour décrire cette structure. Nous préférons suivre LEROUX et utiliser la terminologie E.M., car I.D.T. nous semble trop exclusif et restrictif; il y a en effet d'autres discontinuités intertropicales et il n'y a guère de discontinuité de caractères entre deux alizés qui confluent. « Équateur Météorologique » rend bien compte de l'extension planétaire de la surface de confluence des flux séparant les deux hémisphères météorologiques et de l'unicité de sa structure sur les océans et les continents (type Z.I.C.), la discontinuité existant entre les flux des basses couches sur les continents (structure type F.I.T.) n'apparaissant que comme une variation due à la réponse particulière au facteur thermique.

Convergence - Divergence; Ascendance - Subsidence

Dans une couche horizontale deux dispositions particulières dans l'écoulement de l'air peuvent être remarquées :

— la rencontre de deux flux : c'est la « confluence » (fig. 8 A);

— la division d'un flux unique : c'est la « diffluence » (fig. 9 A).

Ces dispositions entraînent des mouvements verticaux entre cette couche et la couche sus-jacente; mouvements d'« ascendance » dans le cas de la « confluence » (fig. 8 D); mouvements de « subsidence » dans le cas de la « diffluence », on parle alors de situation de « divergence » (fig. 9 D).

La « convergence » (« divergence ») peut également être due à l'augmentation (diminution) vers l'aval

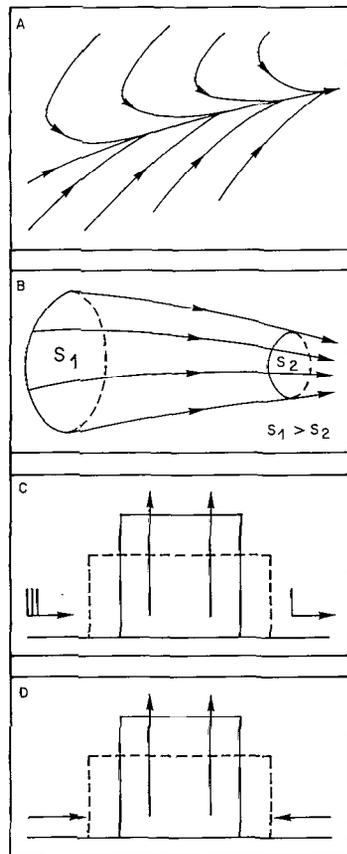
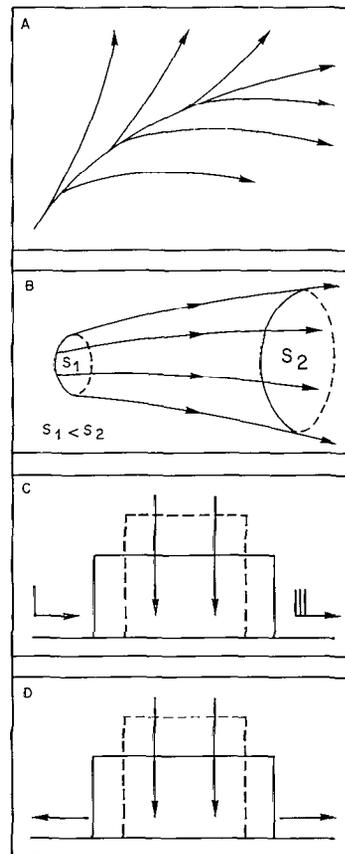


FIG. 8. - Confluence convergence
Confluence — convergence



d'après LEROUX (1980)

FIG. 9. - Diffluence divergence
Diffluence - divergence

de la section droite d'un tube de courant par effet orographique ou action d'un flux plus puissant, ou encore à la présence d'un noyau d'accélération (décélération) à l'intérieur de l'écoulement (fig. 8 B et C, fig. 9 B et C) (ROBERT, 1968).

Dans l'esprit des météorologistes la notion de « convergence » (ou « divergence négative ») est associée au fort développement vertical de formations nuageuses pouvant entraîner des précipitations, donc au « mauvais temps », alors que la « divergence » est associée à l'absence de ces formations nuageuses, donc au « beau temps » (B.E. ASECNA, 1973).

Structure de l'E.M. et mouvements ascendants

. Sur les océans, dans une structure de type Z.I.C. qui s'étend à toutes les couches, l'E.M. est le siège d'une intense convergence; les mouvements horizontaux sont ralentis, voire supprimés dans les basses couches (« calmes équatoriaux », « pot au noir », « doldrums ») au bénéfice des mouvements verticaux ascendants; l'axe de confluence, l'axe des B.P.I., la trace « au sol » de l'E.M., la concentration maximale de vapeur d'eau, l'axe des mouvements verticaux vers les couches supérieures, sont groupés sur la même verticale dans une bande zonale relativement étroite.

. Sur les continents, les modifications de pente de l'E.M. entraînent une dissociation de la confluence et de la convergence :

— dans les basses couches, la structure F.I.T. inclinée est coiffée par les H.P.T. qui s'opposent aux mouvements ascendants à ce niveau, sauf dans des conditions particulières liées au passage des perturbations;

— dans les couches moyennes et supérieures, par contre, on retrouve la structure Z.I.C., siège de mouvements ascendants intenses.

Il y a donc un décalage permanent entre la trace au sol de l'E.M., l'axe de confluence, l'axe des B.P.I. plus ou moins confondus et rejetés en latitude dans l'hémisphère d'été et la bande zonale étroite du maximum de convergence en altitude qui se

maintient faiblement décalée par rapport à l'équateur géographique.

. Ces faits sont bien mis en évidence par la fig. 10 qui présente à l'échelle planétaire la trace au sol de l'E.M. et des paramètres définissant les mouvements verticaux à 500 mb (à peu près 5 000 m) : direction, vitesse et axe des maxima de vitesse. On voit également sur cette figure que les variations saisonnières montrent que la distribution de la convergence maximale obéit essentiellement aux conditions dynamiques générales.

Convergence - Formations nuageuses - Précipitations

Au niveau de la structure Z.I.C., l'E.M. représente tout à la fois : l'axe des B.P.I., l'axe de confluence, l'axe vers lequel diminuent puis s'annulent les mouvements subsidents et l'axe de concentration de la vapeur d'eau advectée sous les inversions d'alizé (fig. 7). Les conditions dynamiques et énergétiques les plus favorables sont donc réunies pour que puissent se produire sans entrave les mouvements ascendants; cette zone de convergence maximale est donc éminemment propice au développement vertical des formations nuageuses (1); ces dernières se situent dans l'étage moyen, elles sont essentiellement constituées d'altocumulus et d'altostratus et elles forment une bande grossièrement zonale, relativement étroite (200 à 300 km).

Cette bande nuageuse ne subit à l'échelle instantanée qu'un faible déplacement (« perturbation zonale quasi-stationnaire » de TSCHIRHART, 1959), sa localisation dépendant, en effet, moins de facteurs locaux que du facteur planétaire qui commande la translation saisonnière du couloir des B.P.I. des couches moyennes. C'est ce qu'ont bien révélé les photographies prises à partir des satellites.

La densité des formations nuageuses et l'activité pluviogénique associée dépendent par contre directement et instantanément du dynamisme des flux, de leur vitesse et de l'intensité des pulsations qui les animent (perturbations tropicales) :

— lorsque l'écoulement est régulier, ou faiblement

(1) *Le mécanisme des précipitations* : l'air humide chaud de basse couche porté en altitude subit une détente adiabatique; il se refroidit et devient saturé en vapeur d'eau; si la détente se poursuit, il y a condensation de la vapeur d'eau sur des noyaux microscopiques (poussières, cristaux de sel) sous forme de gouttelettes de 1 à 20 μ qui restent en suspension et sont visibles (ce sont les nuages) : la condensation rapide dans des ascendances vigoureuses produit des gouttelettes de différentes tailles : les plus grosses peuvent retomber assez tôt, grossies par « coalescence » avec les plus fines et atteindre le sol à des températures relativement élevées; c'est « la pluie chaude » (NIEBUWOLT, 1977); si ce mouvement ascendant se prolonge, le refroidissement est tel que des cristaux de glace apparaissent en coexistence avec des gouttelettes (effet Bergeron) et ne peuvent plus être maintenus par le courant ascendant; dès lors ils tombent et le grossissement se poursuit; les cristaux fondent dès qu'ils rencontrent des températures positives; le nuage donne de la pluie; c'est le cas le plus fréquent dans le domaine tropical où les grosses gouttes qui arrivent au sol témoignent d'un long parcours; elles proviennent des cumulonimbus qui sont formés par les ascendances les plus énergiques et atteignent une altitude élevée, dépassant 10 000 m.

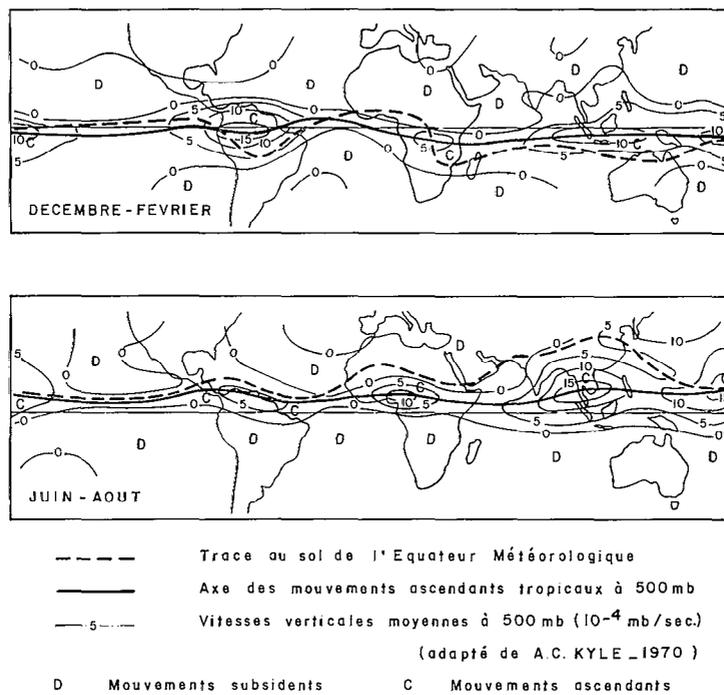


Fig. 10. — Équateur météorologique et mouvements ascendants
Meteorological Equator and vertical ascents

perturbé, les formations nuageuses, peu étendues et essentiellement limitées à l'étage moyen, ne témoignent que d'une activité réduite;

— lorsque des pulsations plus vigoureuses accélèrent les flux et forcent l'ascendance, il se produit un accroissement localisé de la couverture nuageuse ainsi qu'un développement vertical des nuages beaucoup plus important : de la masse des altostratus et des altocumulus émergent des cumulonimbus dont le sommet dépasse souvent 20 000 pieds; ces amas nuageux (« cloud clusters ») sont caractéristiques d'une intense activité au niveau de la structure Z.I.C. de l'E.M.

Au niveau de la structure F.I.T., l'E.M. n'est pas pluviogénique puisque les mouvements ascendants y sont réduits; des perturbations d'origine extratropicale peuvent cependant se propager d'Est en Ouest dans les flux d'alizé et forcer l'ascendance de la basse couche humide, entraînant des formations nuageuses de type cumulonimbus dispensatrices de pluie.

Ainsi le domaine tropical se révèle très fortement stratifié; une couche basse d'air humide soumise à l'influence thermique locale du substratum ayant tendance à s'élever est maintenue plaquée près de la surface par une couche d'air supérieur sec subsident (produit par la circulation générale) qui forme couvercle. Cette inversion de subsidence interdit

l'utilisation par précipitation de cette vapeur d'eau qui se concentre sous l'inversion et est transportée en direction de l'équateur. Cette eau ne pourra être précipitée que lorsqu'elle réussira à s'élever :

— ce qui se produit régulièrement :

- lorsque la subsidence s'atténue d'elle-même au niveau de l'Équateur Météorologique,
- lorsque le relief force l'ascendance du flux vecteur d'eau;

— ce qui se produit irrégulièrement, mais de façon permanente, lorsque des perturbations d'origine extratropicale viennent contrecarrer les effets de la subsidence.

2.2. Le dynamisme de la circulation : les perturbations tropicales

Nous ne ferons pas ici l'inventaire des perturbations décrites dans la littérature; nous ne prendrons pas non plus parti entre l'« École Massique et Frontologique » qui, partant de la reconnaissance de l'existence de masses d'air aux qualités spécifiques est amenée à distinguer entre elles des « discontinuités actives » ou « fronts » le long desquels leur affrontement provoque les perturbations et l'« École Cinématique » qui s'attache, à partir du champ de

pression et de vent, à rechercher la présence de tourbillons cycloniques et anticycloniques qui permettent de déduire les mouvements verticaux ascendants et descendants révélateurs des perturbations.

Nous renvoyons pour toute discussion à la thèse de LEROUX et notons avec lui que « la méthode cinématique « règne en maîtresse absolue » sur les cartes d'altitude et ceci indépendamment de la méthode utilisée pour le tracé des cartes de surface ». Cette méthode a permis la mise en évidence d'« ondes » que l'on peut définir comme « un type de configuration sinusoïdale de lignes de courants parallèles » (DUGDALE, 1976). Différents auteurs ont décrit des ondes ou proposé des modèles (DUNN, 1940; RIEHL, 1948; PALMER, 1952; FRANCK, 1969).

Le modèle « Onde d'Est » prête à controverse et le « Regional Center for Tropical Meteorology » de Miami propose d'utiliser le terme général de « Tropical wave » (Onde Tropicale), qui est défini comme : « un thalweg ou une circulation cyclonique dans l'alizé d'Est ». L'onde peut atteindre son maximum d'amplitude dans la basse et la moyenne troposphère ou peut être le reflet d'une dépression froide de la haute troposphère ou une extension vers l'Équateur d'un thalweg des latitudes moyennes (SIMPSON *et al.*, 1968) (ATKINSON, 1971).

Ainsi « l'Onde d'Est ou Onde Tropicale, mise en évidence par la méthode cinématique, est rattachée à des phénomènes du domaine tempéré qui sont, quant à eux, appréhendés à travers les méthodes de la théorie norvégienne des fronts » (LEROUX, 1980). Dès lors nous pouvons envisager le dynamisme de la circulation tropicale dans le cadre unitaire, global, de la circulation générale et en rechercher le « moteur » commun.

2.2.1. LE MOTEUR : L'AIR POLAIRE

L'évolution du temps du domaine tempéré est expliquée par la confrontation de l'air tropical et de l'air polaire au niveau du Front Polaire; les traités de météorologie décrivent « les familles de perturbations » qui en résultent ainsi que « les expulsions de fin de famille ». Les expulsions chaudes d'air tropical dans le domaine tempéré, d'intensité variable, mais permanentes, impliquent en contrepartie des expulsions froides, entrées dans le domaine tropical de masses équivalentes d'air froid; domaine tempéré et domaine tropical sont ainsi étroitement interdépendants et les échanges entre eux sont ininterrompus; ces échanges méridiens s'effectuent le long d'axes privilégiés.

La pénétration de l'air polaire se réalise préférentiellement le long des façades orientales des cellules anticycloniques des H.P.T. appartenant à la structure permanente; elle peut se manifester d'une part par

une intrusion directe d'une masse d'air froid dans des conditions rappelant ce que la frontologie classique décrit sous le nom de « front froid », qui se déplace à l'origine vers l'est (les figures 21 et 22 donnent des exemples pour l'Afrique), d'autre part par des pulsations qui créent des renforts successifs de pression se traduisant par des noyaux anticycloniques qui se déplacent d'Est en Ouest dans l'écoulement des flux sur la façade équatoriale des cellules.

2.2.2. LES MANIFESTATIONS POLAIRES DIRECTES

Elles sont liées aux anticyclones mobiles de basses couches; le Front Polaire qui aborde le domaine tropical a conservé la structure d'ensemble qui est la sienne dans le domaine tempéré : un anticyclone mobile et une dépression induite située à l'avant du front dans les basses couches avec en altitude un « creux barométrique » ou « thalweg » décalé en arrière, se déplaçant vers l'Est (fig. 11). Des modifications importantes de la structure stratifiée de la troposphère tropicale accompagnent la pénétration du Front Polaire.

. Dans les basses couches, les H.P.T. sont peu épaisses et scindées en cellules; l'anticyclone mobile, selon sa puissance, peut :

— soit s'infiltrer dans le couloir situé entre deux cellules et provoquer des expulsions froides qui alimentent la strate inférieure de l'alizé;

— soit, en se déplaçant vers l'Est, balayer la zone couverte par les H.P.T.; à l'avant du front, les H.P.T. sont détruites et laissent la place à un couloir dépressionnaire dans lequel la circulation tropicale remonte vers le domaine tempéré tandis que l'air polaire qui circule en sens contraire pénètre dans le domaine tropical; à l'arrière du noyau anticyclonique, les H.P.T. se reconstruisent, renforcées; en un lieu donné, ces H.P.T. sont donc en remaniement perpétuel; l'invasion d'air polaire se trouve alors confrontée à la circulation tropicale d'Est et des manifestations météorologiques liées à l'activité de ce « front froid » apparaissent.

. En altitude, le thalweg associé au noyau froid inférieur peut se manifester plus longtemps dans la circulation d'Ouest tropicale; il entame la ceinture continue des H.P.T. tout en continuant son déplacement vers l'Est; c'est l'« onde barométrique d'Ouest »; l'axe du thalweg (d'orientation SW-NE dans l'hémisphère nord) est le siège de courants ascendants maximaux qui compensent et annulent les mouvements subsidents; ainsi s'ouvrent aux niveaux supérieurs des brèches dans la ceinture permanente des H.P.T. permettant les échanges directs entre les domaines : les pénétrations les plus

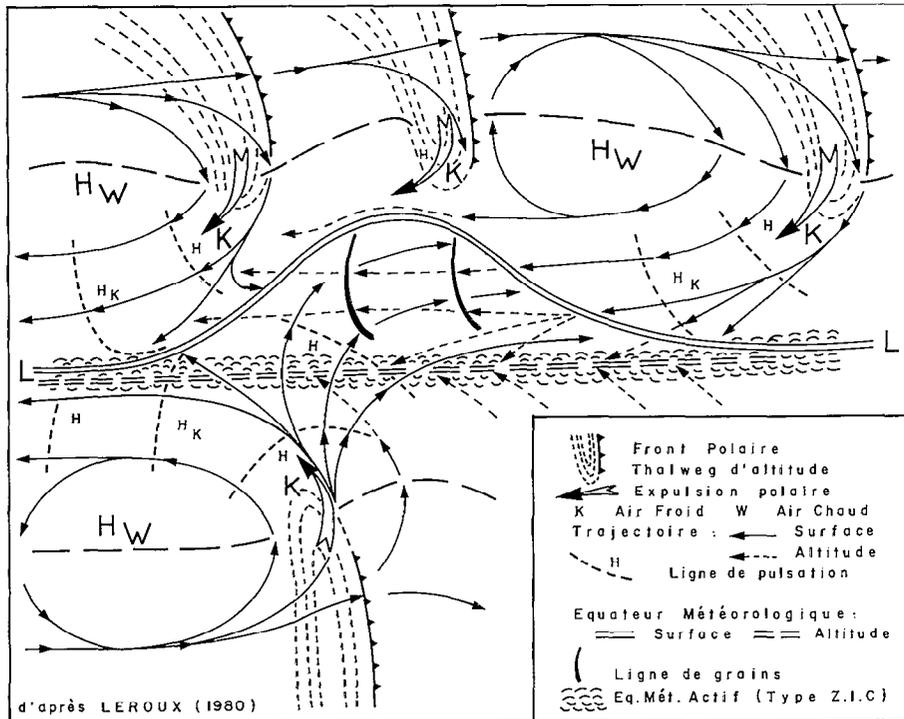


FIG. 11. — Les perturbations : schémas du processus général

Disturbances : general process diagram

vigoureuses sont accompagnées d'«aérojets subtropicaux» pouvant atteindre 100 m.s^{-1} , qui sont associés à des formations nuageuses remarquables se développant en altitude à partir d'une accumulation dans les couches moyennes.

2.2.3. LES MANIFESTATIONS POLAIRES DÉRIVÉES

Elles sont associées aux expulsions polaires, c'est-à-dire aux noyaux anticycloniques détachés des anticyclones mobiles.

(a) Les mécanismes

La pénétration de l'air polaire sur la face orientale d'une cellule de H.P.T. provoque un renforcement thermique de la pression; les renforts successifs forment des noyaux anticycloniques qui se succèdent en se déplaçant vers l'Ouest sur la face équatoriale, à une vitesse moyenne de 10 à 15 nœuds avec une périodicité moyenne de 5 jours et provoquent des ondulations dans le flux d'alizé qui se traduisent par une succession des crêtes et de thalwegs dans le champ de pression et des accélérations dans le champ de vent (fig. 11 et fig. 12).

La puissance relative des noyaux détermine le rayon de courbure des thalwegs qui les séparent et la vitesse de propagation conditionne les éventuels

contrastes thermiques. La combinaison de ces deux facteurs rend compte de la multiplicité des phénomènes décrits, de leur vigueur variable, de la pénétration plus ou moins profonde dans le domaine tropical dont la stratification pourra alors être perturbée car «le mouvement rapide d'une vague barométrique d'Est modifiera la répartition de la convergence et de la divergence, amenant la formation de nuages plus importants et des précipitations à l'ouest du thalweg» (EAKER, 1950). Le «mauvais temps» se déplace donc dans la partie antérieure du thalweg.

(b) Les trajectoires

La propagation d'une «onde tropicale» se fait suivant les trajectoires des flux issus des H.P.T.; elle suit donc l'alizé, venant du secteur Est, et, comme lui, parcourt le domaine tropical en ayant tendance à se rapprocher de l'équateur qu'elle peut d'ailleurs franchir avec la mousson.

L'onde tropicale est ainsi responsable de la modulation en vitesse et en direction de l'écoulement de l'alizé; elle se matérialise par des «lignes de pulsation» transversales au flux (fig. 11 et fig. 12); ces lignes se déplacent en direction des zones de confluence, discontinuités d'alizé et surtout Équateur Météorologique, où la structure favorise le développe-

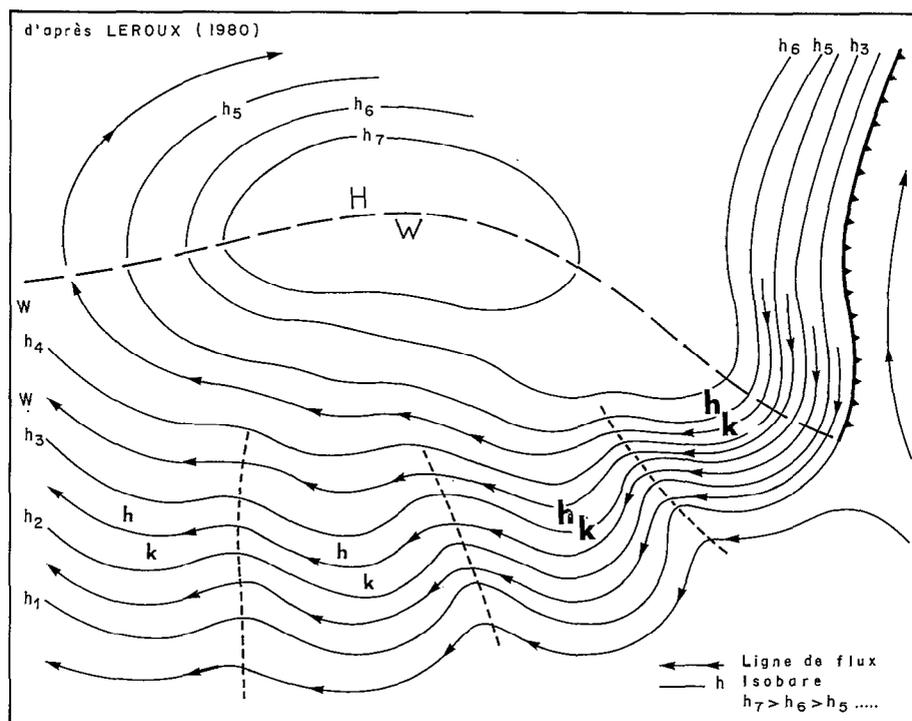


FIG. 12. — Champ de pression et champ de vent perturbés
Pressure field and wind field disturbed

ment vertical des formations nuageuses; on dit que ces discontinuités sont alors « actives ».

2.2.4. LES PERTURBATIONS TROPICALES

Ainsi l'activité incessante du Front Polaire provoque, dans chaque hémisphère des intrusions d'air polaire dans le domaine tropical. Ces intrusions se manifestent de façon directe aux confins du domaine sous la forme d'un « front froid », où l'air polaire conserve quelque temps ses caractéristiques de masse, et de façon indirecte par modulation des caractéristiques cinétiques des flux d'alizé, sous la forme d'une « onde tropicale » qui pénètre plus avant jusqu'au cœur du domaine. Ces intrusions perturbent la structure très stratifiée et la circulation permanente décrites précédemment et constituent au plan génétique l'ensemble des « perturbations tropicales » qui organisent « l'évolution du temps ».

Au plan météorologique, les « perturbations tropicales » se manifestent par des phénomènes visibles dont la complexité apparente est grande; hydro-météores, photométéores, électrométéores, lithométéores se combinent en une grande diversité, réponses du domaine tropical aux sollicitations perturbantes.

Ces réponses dépendent, en effet, de facteurs propres au milieu tropical tels que :

— la qualité énergétique des flux en cause, en particulier l'accumulation de chaleur latente sous l'inversion d'alizé;

— la nature du substratum (effet orographique, type de météore, stabilité ou turbulence des flux);

— la structure aérologique, favorable ou non au développement vertical des formations nuageuses amenant les précipitations.

3. CLIMATOLOGIE DE L'AFRIQUE TROPICALE DE LA FAÇADE ATLANTIQUE

3.1. Le cadre géographique

3.1.1. LE CONTINENT AFRICAÏN

(a) Le relief

De façon très schématique, il se présente comme de très hauts bastions aux formes impressionnantes posés sur des étendues plus ou moins planes, monotones, dont l'altitude moyenne permet de distinguer une Afrique basse, occidentale et centrale, et une Afrique haute, australe et orientale (fig. 13).

L'Afrique basse occidentale et centrale

L'altitude moyenne est inférieure à 500 m; le relief est organisé selon une succession de parties déprimées séparées par des lignes de faite discontinues :

. Les parties basses sont : la cuvette sénégalo-mauritanienne, la cuvette du Niger et le bassin des Volta, la cuvette du Tchad, la cuvette du Nil et la cuvette du Congo.

. Les hauteurs qui délimitent ces cuvettes ont une puissance et une altitude très variables; massifs centraux sahariens du Hoggar, du Tibesti et du Darfour; dorsales zonales et bastions : la dorsale guinéenne et le Fouta-Djalou, monts du Ghana-Togo et l'Atakora, la dorsale camerounaise et l'Adamawa, la dorsale oubangienne; chaîne méridienne des monts de Cristal, du Chaillu et du Mayombe.

L'Afrique haute australe et orientale

L'altitude moyenne est portée à 1 000 m; sur ce plateau de base exhaussé se dressent des édifices qui s'organisent en deux ensembles :

. L'ensemble méridional; il se rattache à la disposition en bassins précédemment décrite et s'organise autour de la partie septentrionale de la cuvette du Kalahari ou bassin du Haut-Zambèze; au nord la ligne de partage des eaux entre le Congo et le Zambèze est constituée de hauts plateaux tabulaires qui se rattachent à l'Ouest au Grand Escarpement angolo-namibien et à l'Est à la chaîne des Mitumba.

. L'ensemble oriental; il étire du Mozambique à l'Éthiopie, le long du « Grand rift africain », une succession de hauts plateaux et de sommets volcaniques prestigieux : massif du Ruwenzori, massif du Kenya, massif éthiopien.

Ainsi, en se basant sur les critères d'altitude moyenne d'une part et de vigueur des pentes d'autre part, on peut présenter une carte schématique du relief africain : une Afrique basse, y compris les plaines littorales, est dominée par une Afrique haute, elle-même surplombée par de hauts bastions. Hautes terres, lignes de faite et escarpements délimitent les différentes unités topographiques et les seuils ou les couloirs par lesquels elles peuvent communiquer.

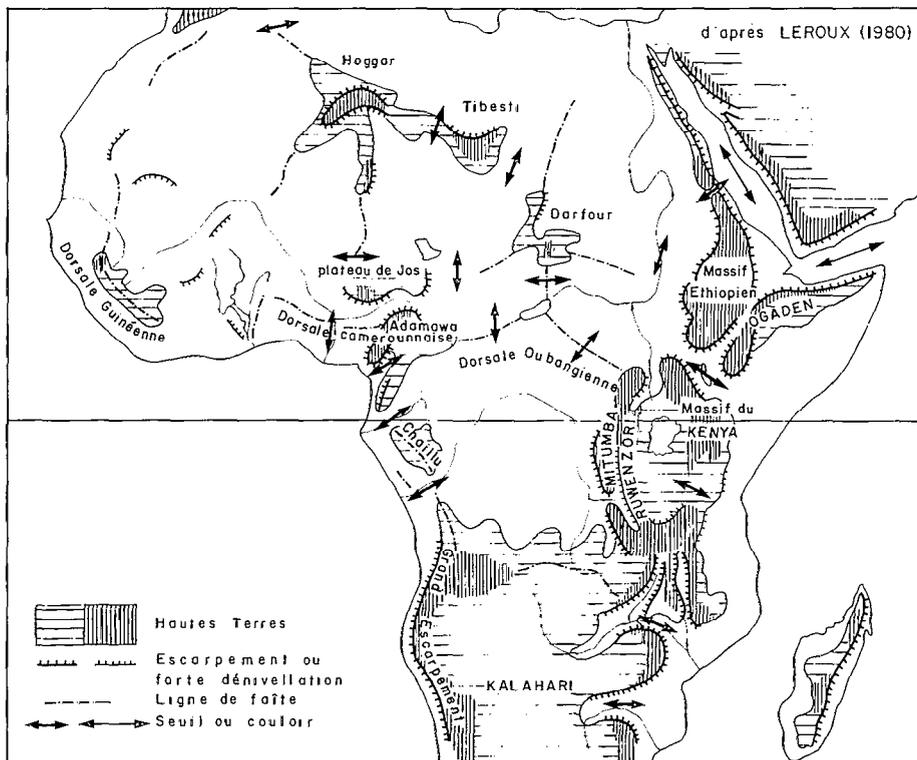


FIG. 13. — Les traits majeurs du relief
Orographic main features

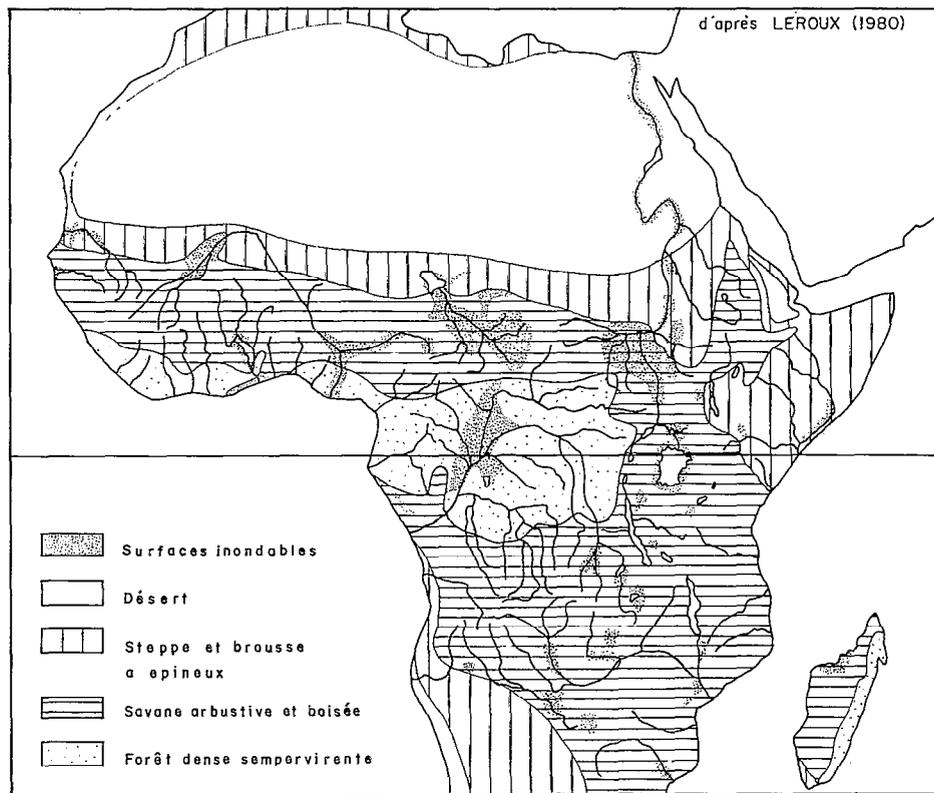


FIG. 14. — L'hydrologie et la végétation
Hydrology and vegetation

(b) *L'hydrologie continentale et la végétation* (fig. 14)

L'écoulement des eaux superficielles sur l'Afrique tropicale est intimement lié aux conditions imposées par le relief. Dévalant des châteaux d'eau des hauts bastions très arrosés, les cours d'eau franchissent les paliers altimétriques successifs par des rapides ou des chutes dans leur cours supérieur et serpentent ensuite dans les immensités monotones des cuvettes, d'où ils devront s'échapper pour rejoindre l'Océan (ce que certains n'arrivent pas à faire : 13 % de régions endoréiques pour l'Afrique). La faiblesse des pentes dans le cours inférieur explique, au moment des crues consécutives aux pluies, la présence d'importantes étendues inondables qui transforment le lit majeur en immenses lacs et marécages.

Le cas le plus remarquable est celui du fleuve Zaïre (Congo) dont les affluents drainent un important bassin versant, à cheval sur l'équateur dans une zone de précipitations élevées : le débit moyen qui en résulte place ce fleuve au second rang mondial : $1\,420 \times 10^9 \text{ m}^3$ par an. Cette énorme quantité d'eau est injectée de façon assez régulière dans la circulation océanique à 6° S .

La couverture végétale est fonction de la nature du sol et de l'eau disponible :

— La forêt dense sempervirente dont la végétation luxuriante s'explique par des réserves d'eau imbibant en permanence un manteau épais d'altérites occupe la totalité de la cuvette du Congo et se prolonge sur le sud de l'Afrique occidentale dans une bande côtière jusqu'en Sierra Leone, avec une interruption au Ghana.

— La savane apparaît avec la présence d'une saison sèche; elle est caractérisée par la prépondérance des végétaux herbacés, graminées vivaces ou annuelles qui se développent rapidement à la saison des pluies, mais se dessèchent ou meurent à la saison sèche; suivant la durée et la vigueur de cette saison sèche, on trouve des arbres et des arbustes, plus ou moins denses, associés aux herbes; le sol est nu pendant la saison sèche; les savanes occupent la majeure partie de l'Afrique tropicale.

— Les steppes et les brousses à épineux remplacent la savane dans les régions où la durée de la saison sèche augmente et atteint 6 à 8 mois; des associa-

lions diverses d'arbustes et de buissons plus ou moins espacés laissent le sol nu sauf pendant les quelques mois de pluie où un tapis herbacé plus ou moins abondant le soustrait mal à l'action solaire le jour et au refroidissement par rayonnement la nuit; ces formations végétales occupent une zone de quelques centaines de kilomètres de large en Afrique septentrionale, transition vers le désert saharien; en Afrique orientale, elles encerclent le massif éthiopien; en Afrique méridionale, elles règnent sur la cuvette du Kalahari et se prolongent vers le nord sur le littoral angolais.

— Les conditions désertiques concernent le Sahara, la partie centrale de la plaine Dankali et le littoral namibien; le sol est pratiquement nu en permanence.

La figure 14 fait bien ressortir l'augmentation de l'exposition à nu du sol vers le Nord, le Sud et l'Est, à partir du noyau central équatorial de forêt hygrophile.

3.2. Le cadre aérologique : la circulation

Comme nous l'avons vu, la circulation troposphérique dépend de l'organisation du champ de pression, elle-même commandée par le facteur thermique.

3.2.1. LE FACTEUR THERMIQUE

C'est la réponse du substratum à l'action directe de la radiation solaire.

(a) *Sur les océans*

Compte tenu de la chaleur spécifique élevée de l'eau, de la turbulence qui répartit la chaleur emmagasinée en surface dans une couche plus épaisse et de la possibilité d'exporter de la chaleur latente par évaporation, l'échauffement en surface est modéré et l'inertie thermique explique qu'il soit déphasé par rapport au facteur cosmique solaire de deux mois environ.

(b) *Sur les continents*

La chaleur spécifique du sol plus basse, la faible épaisseur de la couche concernée et la moindre disponibilité de l'eau pour une éventuelle exportation de chaleur latente font que l'échauffement est en général important et le déphasage plus faible, de l'ordre du mois.

Cette réponse est modulée par la couverture végétale et par l'altitude :

— la couverture végétale, en diminuant l'exposition directe du sol, en absorbant l'énergie solaire pour la photosynthèse et en retenant de l'eau qui

peut être évaporée, atténue l'échauffement : le cas extrême est la forêt sempervirente dont le comportement s'apparente à celui d'une étendue océanique;

— l'altitude, par suite de la diminution de la couche atmosphérique humide absorbante, entraîne une augmentation de l'énergie solaire incidente et malgré le rayonnement nocturne accru, un accroissement de l'échauffement; aussi les surfaces élevées constituent-elles en Afrique tropicale des sources de chaleur, en permanence ou sur une base saisonnière.

Ainsi, l'opposition de l'influence océanique et de l'influence continentale détermine dans le temps et l'espace la disposition du champ des températures qui commande en partie le champ des pressions.

3.2.2. LES CENTRES DE PRESSION (fig. 15).

(a) *L'influence océanique et les H.P.T.*

Le facteur dynamique, non contrarié par un facteur thermique amorti, se manifeste en permanence sur les océans où il établit des centres de haute pression. Pouvant intéresser la circulation du Golfe de Guinée, nous avons ainsi l'anticyclone des Açores dans l'Atlantique Nord, l'anticyclone égypto-libyen sur la Méditerranée orientale, l'anticyclone des Mascareignes sur l'Océan Indien et l'anticyclone de Sainte-Hélène sur l'Atlantique sud (fig. 15 A).

Ces centres permanents sont très stables; leur position géographique varie peu au cours de l'année.

L'anticyclone de Sainte-Hélène domine l'ensemble du Golfe de Guinée : sa puissance s'accroît pendant l'hiver austral jusqu'à 1 025 mb en moyenne, contre 1 019 mb en été; il est centré sur 28° Sud, 10° W; la tendance anticyclonique s'étend aux surfaces continentales couvertes par la forêt sempervirente qui interdit en permanence l'établissement de basses pressions; la cuvette congolaise peut être considérée comme une « mer continentale », prolongation du Golfe de Guinée et de l'influence océanique à l'intérieur du continent.

L'influence océanique est particulièrement marquée dans l'hémisphère sud où l'importance relative en surface des continents est moindre; la ceinture anticyclonique des H.P.T. y est continue en juillet et sa puissance remarquable en relation avec l'activité accrue du Front Polaire pendant cette saison hivernale.

Dans l'hémisphère nord, c'est l'importance des continents qui est prépondérante : le facteur thermique y joue un rôle considérable et interdit en été boréal toute subsidence sur les continents surchauffés; les océans sont les seules surfaces où elle puisse se produire et les anticyclones des Açores et des Hawaii sont le plus puissant en juillet, comme leurs homo-

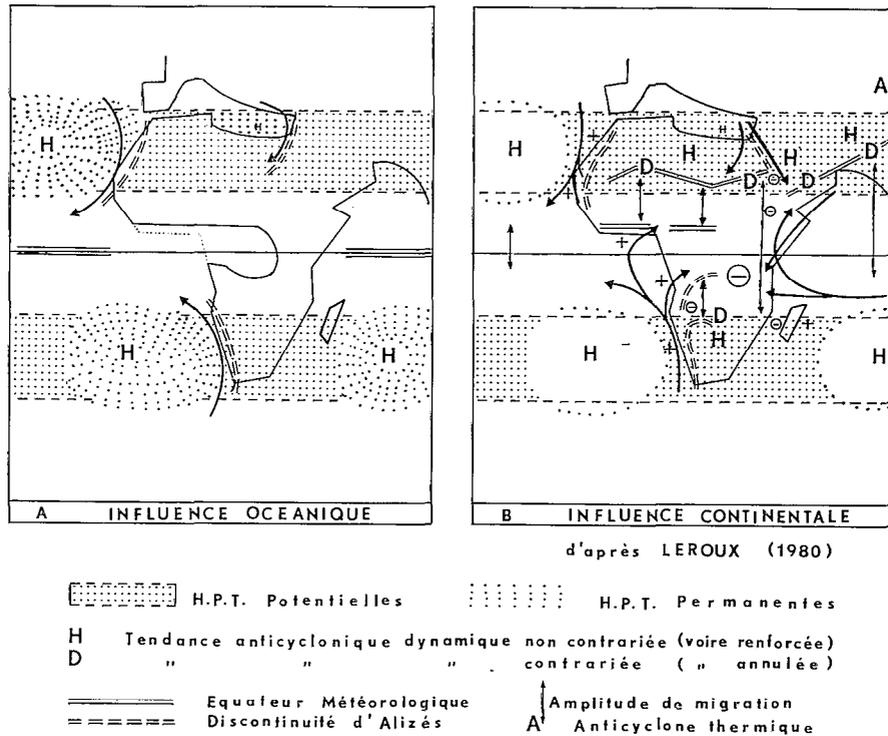


FIG. 15. — Organisation du champ de pression dans les basses couches

Pressure field arrangement in lower layers

logues de l'hémisphère sud mais pour des raisons dynamiques.

(b) *L'influence continentale et les B.P.I.*

La masse afro-asiatique permet au facteur thermique de s'exprimer avec une vigueur en proportion de l'extension du continent.

. A la latitude des H.P.T., le facteur thermique renforce ou contrarie, en fonction de la saison, l'établissement de pressions élevées :

— en hiver, le refroidissement continental participe à la construction de la ceinture anticyclonique qui devient ainsi pratiquement continue (à l'exception du Pacifique Ouest); un anticyclone thermique très puissant d'une valeur moyenne de 1 036 mb s'installe sur la Mongolie; l'anticyclone des Açores, modeste, n'est que de 1 020 mb en moyenne;

— en été, le réchauffement continental crée une ou plusieurs dépressions thermiques qui interdisent l'établissement des H.P.T. et contribuent à accentuer le découpage de la ceinture dans les basses couches en unités de circulation; cet effet est très marqué puisque l'on trouve une dépression atteignant en moyenne 1 000 mb sur le Nord-Ouest de l'Inde;

comme nous l'avons vu l'anticyclone des Açores s'en trouve relativement renforcé à 1 024 mb en moyenne.

. A l'intérieur du « V renversé » des H.P.T., l'influence continentale ajoute un surcreusement d'origine thermique au caractère relatif des B.P.I. Ces dernières sont sous la dépendance directe du mouvement zénithal du soleil qui commande leur migration saisonnière dans la mesure où les facteurs locaux l'autorisent.

La migration de *la trace au sol de l'E.M.* qui s'inscrit dans l'axe des B.P.I. est très différente selon la longitude. Trois secteurs sont à considérer (fig. 15 B) :

— sur l'Afrique Orientale l'E.M. migre en liaison avec le mouvement zénithal sur 35° de latitude environ;

— sur l'Afrique Occidentale, l'E.M. migre avec le soleil lorsque celui-ci est dans l'hémisphère nord mais reste bloqué à la limite nord de la forêt sempervirente lorsqu'il passe dans l'hémisphère sud; l'amplitude de la migration en latitude est de l'ordre de 15°;

— sur l'Afrique Centrale, entre 10° E et 30° E, la forêt sempervirente de la cuvette congolaise fait

obstacle à la migration des B.P.I.; celles-ci ne peuvent s'établir que sur les hauteurs des rebords nord, est et sud de la cuvette; l'influence du relief sur la construction du champ de pression est prépondérante.

Cette influence du relief est due essentiellement au comportement thermique des surfaces élevées qui deviennent des sources de chaleur et établissent un champ de pression dépressionnaire par rapport à leur environnement aérologique; le relief attire les flux; les discontinuités s'accrochent au relief (fig. 16) :

— en juillet-août, l'E.M. occupe sa position la plus septentrionale et la Confluence Inter-Océanique (C.I.O., qui est la discontinuité d'alizés et de moussons entre les flux Atlantique et Indien) suit l'Escarpe-ment Angolo-namibien, le bord sud de la cuvette congolaise, la chaîne des Mitoumba et les hauteurs de l'Ogaden;

— en janvier-février, l'E.M. a migré vers le sud; dans l'ouest et le centre, il reste bloqué à la bordure nord de la forêt sur les dorsales guinéenne, camerounaise et ougambienne, mais dans l'est il suit la chaîne des Mitoumba et les sommets du Malawi

dans une branche méridienne avant de se raccorder à la chaîne de Madagascar à travers le canal de Mozambique; la C.I.O. qui a migré à travers la cuvette du Kalahari a atteint sa position la plus méridionale et reste accrochée à l'Escarpe-ment Namibien et aux hauteurs de la Rhodésie.

3.2.3. LES VENTS

(a) Dans les basses couches

Flux originaire de l'Atlantique Sud

La tendance anticyclonique permanente qui règne sur l'Atlantique et la présence de zones dépressionnaires sur le continent orientent tout naturellement les déplacements de l'air dans les basses couches de l'océan vers le continent sur l'ensemble du Golfe de Guinée. Ces déplacements s'organisent en cellule de circulation autour du centre inducteur des H.P.T. de Sainte-Hélène.

. La cellule de circulation de Sainte-Hélène :

— sur la face orientale le flux est de direction sud-nord le long de la côte africaine; c'est un alizé de type I; il est permanent jusqu'au Cap Frio

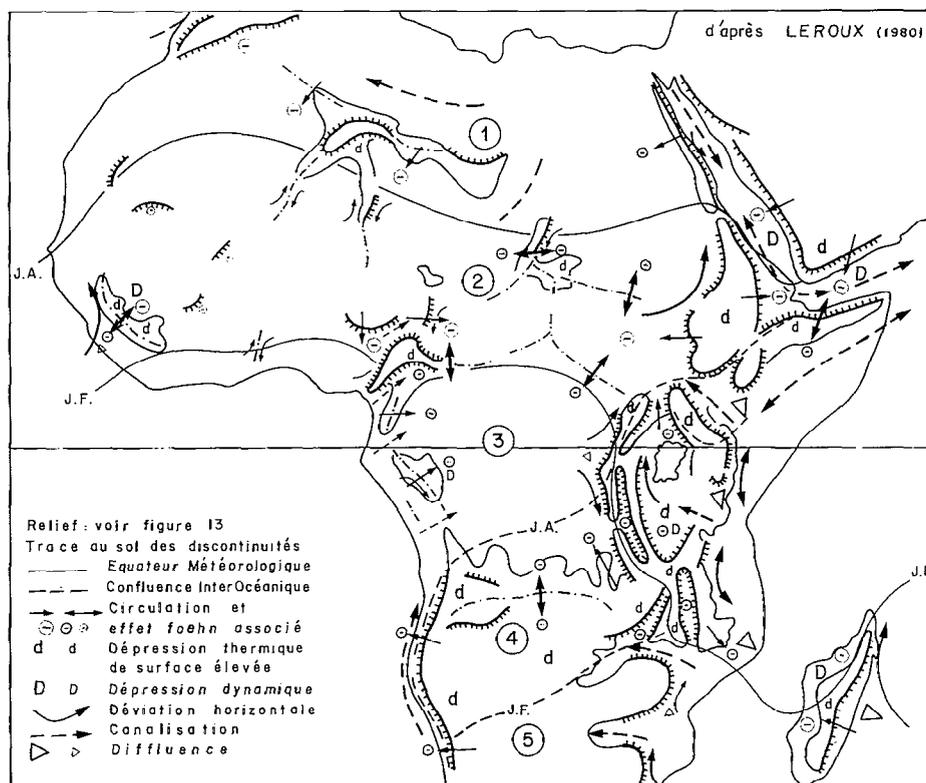


FIG. 16. — Le relief et la circulation
Orography and circulation

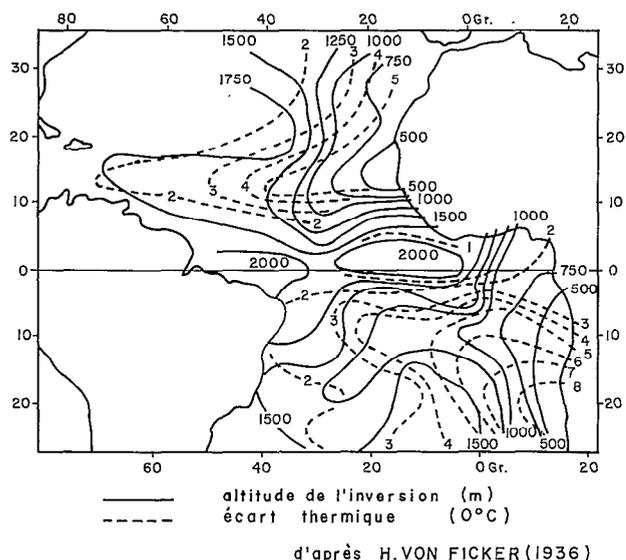


FIG. 17. — Inversions d'alizé dans l'Atlantique
Trade-wind inversions in Atlantic ocean

(16° S) mais s'étend jusqu'au Cap Lopez (1° S) en hiver austral; il est canalisé par le Grand Escarpement Namibien et les hauteurs qui le prolongent en Angola et ne peut donc pénétrer sur le continent qu'au niveau des seuils à partir de 6° S, compte tenu du niveau de l'Inversion d'Alizé (fig. 17), se transformant alors en « alizé dévié » qui transite par la cuvette du Congo avant de se continentaliser;

— sur la face équatoriale, l'alizé est de S.-E.; l'attraction des dépressions continentales le fait dévier sur sa droite, déviation accentuée par la conservation de la quantité de mouvement quand il traverse l'équateur; l'alizé se transforme alors en mousson qui pénètre sur le continent en fonction de la migration des B.P.I.;

— sur la face occidentale l'alizé se dirige de plus en plus vers l'Ouest jusqu'à la confluence avec l'alizé de l'hémisphère nord le long de l'E.M. ou les dépressions continentales de l'Amérique du Sud qu'il aborde après un long parcours maritime; c'est un alizé de type II.

. Les variations saisonnières de la circulation (HASTENRATH et LAMB, 1977) :

— en été austral, l'E.M. occupe sa position la plus méridionale, très proche de l'équateur géographique dans la partie occidentale de l'Atlantique; l'alizé de l'hémisphère sud qui atteint l'équateur a une faible vitesse horizontale et il ne le traverse qu'entre 20° W et la côte gabonaise (3 m.s⁻¹ de janvier à avril). La proximité des basses pressions

continentales rend compte de la faiblesse des gradients de pression le long des côtes et de la vitesse modérée des vents du Cap Frio au Cap Verga (de 3 à 1 m.s⁻¹); la pénétration du flux de mousson et d'alizé dévié est modeste et n'intéresse que la basse côte de l'Afrique Occidentale, la cuvette du Congo et une partie des hauteurs angolaises (fig. 18 B);

— en hiver austral, par suite du refroidissement de tout l'Atlantique au sud de l'équateur et de la migration des B.P.I. continentales vers le nord, la cellule de Sainte-Hélène se renforce et s'étend vers le nord; l'alizé de S et S.-E. qui atteint l'équateur force à partir de mai jusqu'à 4-5 m.s⁻¹ entre 15° W et 10° E; de mai à août le flux transéquatorial augmente en s'étendant vers l'Ouest (5 à 7 m.s⁻¹ à 40° W); dans le même temps il se produit un ralentissement relatif du vent dans la partie orientale équatoriale et côtière correspondant à un refroidissement remarquable des eaux de surface, phénomène que nous aborderons avec la circulation océanique. Le flux de mousson envahit le continent jusqu'à atteindre le Tibesti au nord et les hauteurs éthiopiennes à l'Est en juillet (fig. 18 A).

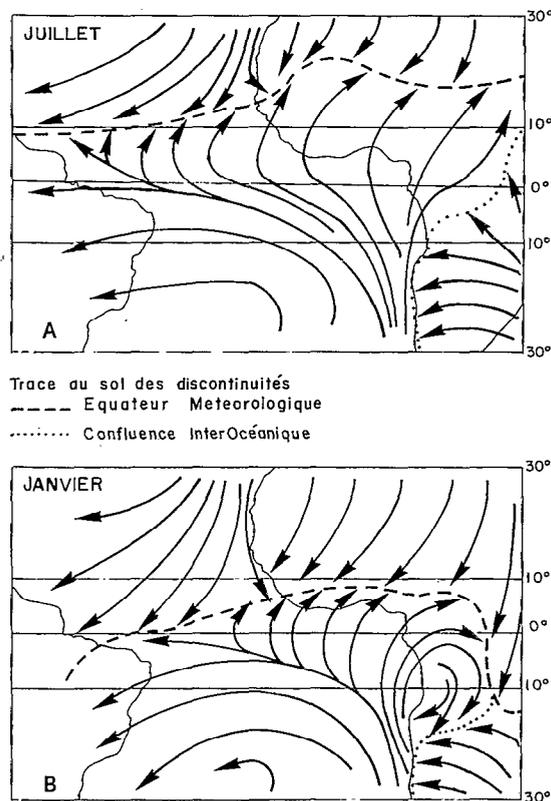


FIG. 18. — Schéma de circulation en surface
Surface circulation diagram

Flux originaire de l'Atlantique nord

La cellule de circulation qui s'organise autour du centre anticyclonique permanent des Açores dirige sur le continent un flux d'alizé maritime de secteur Nord qui n'intéresse qu'une bande littorale étroite; lorsqu'il pénètre sur le Maroc et la Mauritanie, il est rapidement continentalisé. En été, il peut être aspiré par les basses pressions continentales et pénétrer légèrement sur le Sénégal au sud du Cap Vert. L'apport d'humidité en provenance de l'Atlantique Tropical Nord sur le continent est donc extrêmement modeste.

Flux originaire de l'anticyclone égypto-libyen

Sur ses faces Est et Sud, cet anticyclone dirige sur le continent un flux d'alizé continental sec et chaud, de secteur N.-E. et E; connu sous le nom d'«harmattan» ce flux sec présente une évolution diurne thermique importante et de brusques variations d'intensités dues à l'activité du Front Polaire (cf. § 2.2.2); l'harmattan domine la météorologie de tout le continent au nord de la trace au sol de l'E.M.

Ainsi, l'essentiel de l'humidité apportée sur l'Afrique Occidentale et Centrale provient de l'hémisphère sud, transportée par le flux dirigé par

l'anticyclone de Sainte-Hélène. Avant d'atteindre le continent, ce flux transite par le Golfe de Guinée où il peut subir des transformations importantes.

(b) Dans les couches supérieures

En altitude

Dans la haute troposphère, au niveau de l'E.M., de grandes quantités de chaleur latente sont libérées par la condensation de la vapeur d'eau portée en altitude dans les formations nuageuses de la « convection profonde »; l'activité de l'E.M. étant plus importante sur les continents et plus intense en certains endroits, il s'ensuit des gradients zonaux de température qui sont à l'origine d'accélération dans les vents d'Est; on a été amené à individualiser certains courants rapides et à les décrire sous le vocable « jets d'Est » (bien que leur vitesse soit modeste, de 15 à 30 m.s⁻¹); ainsi FLOHN a baptisé « Tropical Easterly Jet » (T.E.J.) le courant dont l'axe sur 100 mb se situe vers 15° N en été boréal et dont la puissance maximale est repérée sur l'Inde et sur l'Afrique; mais ce phénomène est permanent et intéresse les niveaux entre 100 et 200 mb : l'accélération est liée à l'E.M. et suit sa migration saisonnière en latitude comme le montre la figure 19.

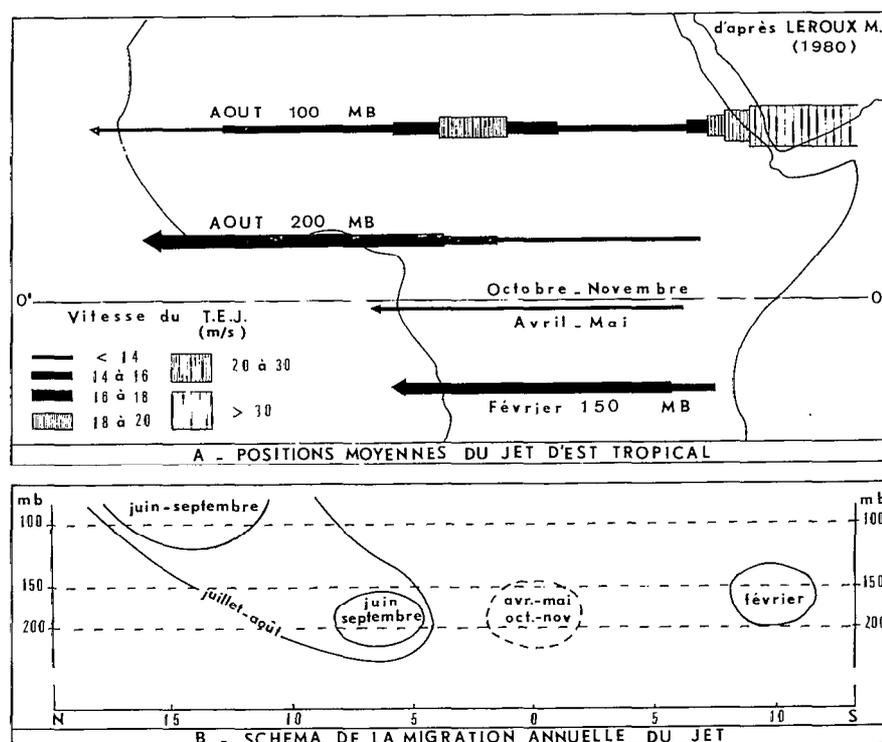


FIG. 19. - - Le jet d'est tropical
 Tropical Easterly Jet

Dans les couches moyennes

Liées aux gradients méridiens de pression dus au surcreusement d'origine thermique des B.P.I. continentales, des accélérations du vent dans les flux d'Est sont observées entre 700 et 500 mb au Nord et au Sud de l'E.M.; ce sont les Jets d'Est Africains (A.E.J., African Easterly Jets).

Au nord de l'E.M., sur l'Afrique Occidentale et l'Afrique Centrale, le J.E.A.N. (Jet d'Est Africain Nord) est repéré en janvier vers 5° N avec une vitesse moyenne de 30 km.h⁻¹; il migre avec l'E.M. pour atteindre 15°-17° Nord en juillet-août avec des vitesses de 40 à 45 km.h⁻¹; dès septembre l'axe du vent maximal est situé sur 12°-13° Nord tandis que sa vitesse est partout supérieure à 50 km.h⁻¹ à l'Ouest du Tchad; en octobre et en novembre le courant migre rapidement vers le sud en s'affaiblissant vers une situation de décembre analogue à celle de janvier.

Au sud de l'E.M., le J.E.A.S. (Jet d'Est Africain Sud) est repéré en saison hivernale sur l'Afrique Centrale et l'Atlantique sud; il accélère et migre vers le nord de mars à juillet-août où on le trouve au sud du bassin du Congo avec une vitesse moyenne de 30 km.h⁻¹, sur le Gabon et le Golfe de Guinée où il se situe à proximité de l'Équateur avec une vitesse moindre (de l'ordre de 25 km.h⁻¹); dès septembre, il se décale vers le sud et sa vitesse diminue.

Le cisaillement entre ces jets d'Est des couches moyennes et les flux humides de basse couche qu'ils surmontent (mousson et alizé dévié) rend compte de la faible efficacité pluviogénétique de la structure F.I.T. de l'E.M. (cf. page 115). Les interactions possibles entre le T.E.J. et les J.E.A. ont suscité des modèles de fonctionnement des cellules de HADLEY pouvant rendre compte de la convection dans les couches moyennes et supérieures; les variations saisonnières et interannuelles de ces Jets ont été invoquées comme facteurs de causalité des anomalies dans la pluviométrie des régions du Sahel (DHONNEUR, 1974).

3.3. Le cadre océanique

3.3.1. LA CIRCULATION EN SURFACE

Elle est liée directement à la circulation aérologique que nous venons de décrire; par friction directe sur l'élément liquide, le vent entraîne une couche de surface plus ou moins épaisse (modèle d'Eckman); cette circulation superficielle s'organise donc également en deux cellules anticycloniques, une dans chaque hémisphère.

Dans l'hémisphère nord, à la périphérie de la Dérive Nord-Atlantique (fig. 20 A et fig. 20 B), on peut distinguer :

— sur sa face orientale, une accélération du courant à la côte : le Courant des Canaries; il quitte la côte à la latitude de Dakar (15° N) et s'infléchit vers l'Ouest;

— sur sa face équatoriale, le Courant Nord Équatorial, dirigé vers l'Ouest.

Dans l'hémisphère sud, la Dérive Sud Atlantique occupe une position symétrique : sur sa face orientale, l'accélération à la côte donne le Courant de Benguela qui quitte la côte au Cap Frio (17° S) et s'infléchit vers l'Ouest, mais le Courant Sud Équatorial sur sa face équatoriale est beaucoup plus développé en latitude que son homologue du nord puisqu'il atteint et même franchit l'équateur; il coule vers l'ouest et se divise en deux branches quand il bute sur le continent sud-américain au Cap Saint-Roque; la branche sud ou Courant du Brésil, la branche nord ou Courant des Guyanes. Dans la zone d'origine du Courant Équatorial sud, c'est-à-dire la région côtière entre 15° S et le Cap Lopez, la circulation est complexe et différente suivant les saisons :

— en hiver austral, elle a une forte composante vers l'Ouest de mai à août, en rapport avec le renforcement de l'alizé de S.-E. et de Sud dans la partie orientale de l'Atlantique;

— en été austral, la circulation est en général orientée vers le N.-O.; de l'embouchure du fleuve Congo jusqu'à Anno Bon, l'extension de la dessalure permet d'individualiser un « Courant du Congo »; cependant, en février-mars, l'apparition d'une dessalure des eaux de surface devant Luanda et jusqu'à Lobito et Lucira, dont l'origine la plus probable reste les eaux du Congo, implique un courant superficiel vers le sud, le « Courant d'Angola »; ce courant pourrait être en rapport avec la présence en subsurface du Contre-Courant Équatorial Sud, dont la branche sud induirait par entraînement une circulation cyclonique en surface centrée sur 10° S.

Au nord de l'équateur, liée au franchissement de ce dernier par l'alizé du secteur Sud, une circulation vers l'Est s'établit; elle est importante pendant l'hiver austral où elle occupe une zone allant de 40° W jusqu'au fond du Golfe de Guinée; on l'a baptisée « Contre Courant Équatorial Nord » dans sa partie occidentale et « Courant de Guinée » le long de la côte d'Afrique; elle est plus modeste pendant l'hiver boréal où, de 20° W jusqu'au fond du golfe, on ne parle que de « Courant de Guinée ». La permanence du Courant de Guinée fait que de l'eau s'accumule au fond de la baie de Biafra; sa vidange se fait par reprise par le Courant Sud

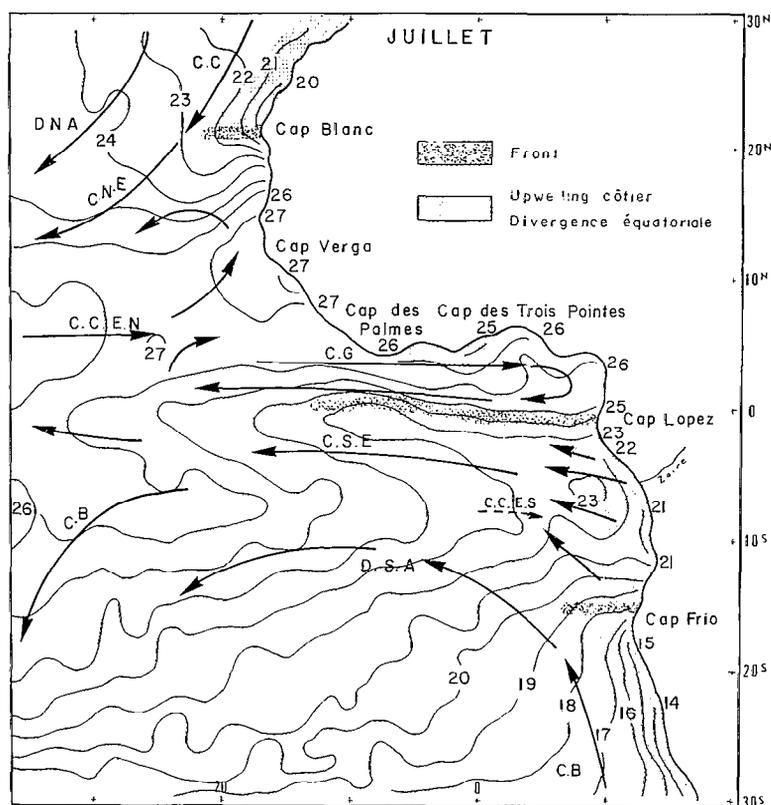


FIG. 20 A. — Température et circulation de surface, juillet
Temperature and surface circulation, July

Équatorial sur son bord nord et elle est particulièrement intense en hiver austral.

3.3.2. LA TEMPÉRATURE DES EAUX DE SURFACE

Sa répartition dépend du bilan thermique, c'est-à-dire, en première approximation, de la quantité de radiation solaire absorbée par l'océan et des échanges avec l'atmosphère par rayonnement, par conduction et surtout par évaporation.

En conséquence, la température en un lieu donné de la bande intertropicale varie suivant un rythme saisonnier plus ou moins en phase avec le passage du soleil au zénith :

— en été, le bilan est positif; l'océan gagne plus de chaleur qu'il n'en cède à l'atmosphère : la température des eaux de surface augmente; il en est ainsi dans le Golfe de Guinée de septembre à mars;

— en hiver, le bilan est négatif : la température décroît; c'est le cas d'avril à août dans le Golfe de Guinée.

La température est modulée par la circulation océanique (fig. 20 A et fig. 20 B) :

— par la circulation verticale qui amène en surface des eaux froides subthermoclines; cette circulation verticale est induite par la circulation aérologique des basses couches qui entraîne une divergence dans la circulation horizontale de la couche de surface en certains lieux privilégiés;

— ainsi trouve-t-on des upwellings côtiers permanents au nord du Cap Blanc et au sud du Cap Frio, liés à la permanence des alizés de type I soufflant parallèlement à la côte;

— ainsi le renforcement de l'alizé en hiver serait-il responsable des upwellings saisonniers; c'est le cas des upwellings côtiers sur les côtes d'Angola, du Congo et du Gabon, du Cap Frio au Cap Lopez et sur la basse côte d'Afrique Occidentale entre le Cap des Palmes et le Cap des Trois Pointes de mai à août; c'est le cas de l'upwelling côtier entre le Cap Blanc et le Cap Verga de septembre à février;

— ainsi l'accélération du flux d'alizé qui traverse l'équateur de mai à juillet entraîne-t-elle une divergence dans la couche superficielle et une remontée d'eau de subsurface au sud de l'équateur (effet local) qui se traduit par un refroidissement dans la partie orientale du Golfe de Guinée où la couche de surface est peu épaisse par suite de la remontée de la thermocline à cette saison (probablement due à une onde équatoriale forcée par l'alizé dans l'Atlantique équatorial occidental : « atmospheric remote forcing »);

— par la circulation horizontale qui transporte des eaux froides vers l'équateur sur la face orientale des cellules (Courant de Benguela et Courant des Canaries) et des eaux chaudes vers les pôles sur la face occidentale (Courant du Brésil); l'advection par le Courant Sud Équatorial rend compte de la présence en hiver austral d'un front séparant les eaux chaudes dessalées de la vidange de la Baie de Biafra des eaux froides salées au sud de l'équateur (l'advection vers l'Ouest des eaux froides remontées par upwelling à la côte congo-gabonaise se combine à l'effet local de la divergence).

3.3.3. LES ÉCHANGES THERMIQUES OCÉAN-ATMOSPHÈRE

L'importance des échanges est commandée par la différence de température à l'interface entre la mer (T_M) et l'air (T_A) :

. Quand $T_M > T_A$ la mer fournit de la chaleur sensible aux basses couches, provoquant leur instabilité, et la turbulence qui en résulte amène au contact de la surface de l'air supérieur plus froid et plus sec, ce qui entretient le phénomène de transfert de chaleur sensible et de chaleur latente de l'océan vers l'atmosphère.

. Quand $T_M < T_A$ l'échange de chaleur sensible se fait de l'air vers l'eau près de la surface, ce qui refroidit la couche basse atmosphérique et la stabilise; la turbulence est fortement diminuée avec pour résultat un transfert de chaleur latente réduit de l'océan vers l'atmosphère (le refroidissement de la basse couche atmosphérique peut être suffisant pour l'amener à saturation et des brouillards apparaissent).

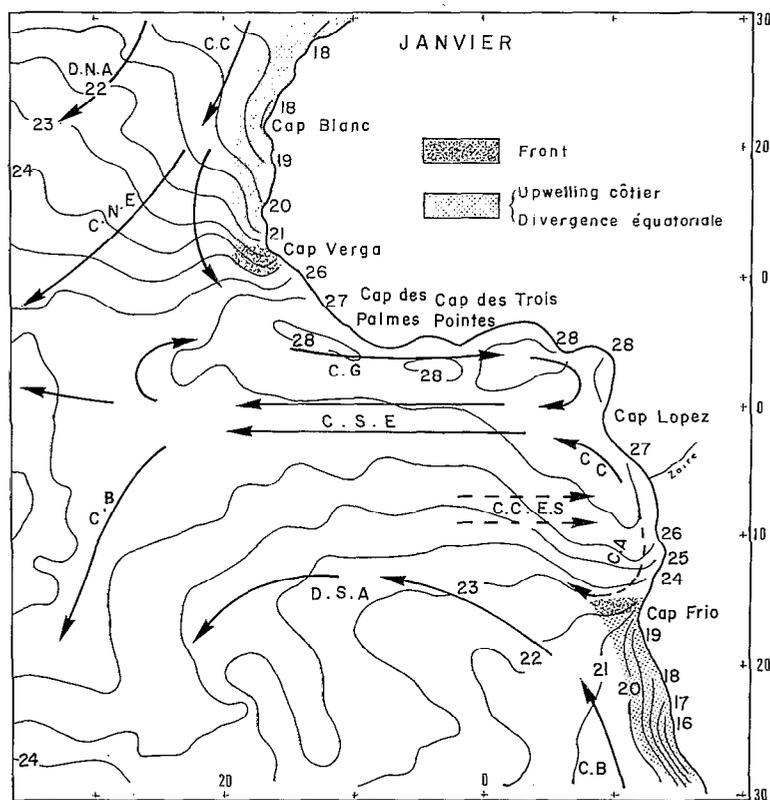


FIG. 20 B. — Température et circulation de surface, janvier
Temperature and surface circulation, January

Cette différence ($T_M - T_A$) subit des variations importantes dans le temps et dans l'espace.

Dans le Golfe de Guinée

— *En été austral*, l'activité réduite du Front Polaire de l'hémisphère sud fait que l'anticyclone de Sainte-Hélène est essentiellement d'origine dynamique (cf. § 2.1.1.) et alimenté par de l'air subsident sec et réchauffé par compression adiabatique qui arrive en surface à une température supérieure à celle de l'océan; la différence ($T_M - T_A$) est ainsi négative au sud de l'équateur; le transfert de chaleur sensible se fait de l'alizé vers l'océan en novembre, décembre, janvier et février (HASTENRATH et LAMB, 1978 : charts 42, 43, 32, 33); l'évaporation se situe dans la fourchette 2 à 4 mm/jour, les valeurs les plus faibles étant trouvées dans la partie orientale qui est la plus froide (*id.* : charts 58, 54, 68, 64); cette tendance s'inverse à l'intérieur du Golfe, à proximité des côtes; au nord de l'équateur et à l'est d'une ligne joignant le Cap Frio au point 5° W sur l'équateur, où la circulation dans les basses couches est convergente, la présence d'eaux chaudes (T 27 °C) fait que la chaleur sensible est dirigée de l'océan vers l'atmosphère : la convection thermique augmente la turbulence; la convergence dans cet air instable et humide (humidité spécifique en janvier 19 g.kg⁻¹, *id.* : chart 66) peut susciter une convection profonde dans la structure Z.I.C. de l'E.M. qui se trouve au-dessus de cette région à cette saison, amenant des pluies en mer.

— *En hiver austral*, l'activité importante du Front Polaire contribue à alimenter l'anticyclone de Sainte-Hélène par injection d'air polaire dans les basses couches sur la face orientale (cf. § 2.1.1.); l'alizé se trouve ainsi être plus froid que l'océan; la différence ($T_M - T_A$) est ainsi positive dans le Golfe de Guinée, à l'exception des régions des upwellings côtiers et de la divergence au sud de l'équateur; le transfert de chaleur sensible se fait de l'océan vers l'alizé en avril, mai, juin, juillet, août et septembre (*id.* : charts 34, 35, 36, 37, 38, 39); la turbulence accrue rend compte de l'augmentation de l'évaporation qui se situe dans la fourchette 4 à 6 mm/jour (*id.* : charts 61, 62, 63, 64, 65), avec des valeurs nettement plus faibles, de 1 à 2 mm/jour dans les parties refroidies côtières et équatoriales; cette évaporation importante permet d'humidifier l'énorme flux de la mousson qui va envahir le continent africain (17 g.kg⁻¹ en juillet à la côte); au moment où il aborde le continent le flux d'alizé ou de mousson doit traverser certaines zones côtières refroidies par upwelling; l'inversion du transfert de chaleur sensible refroidit et stabilise ce flux qui va perdre momentanément son potentiel d'initiation des mouvements ascendants (PONE); la

présence de ces eaux froides côtières constitue donc un facteur limitant possible pour d'éventuelles précipitations déclenchées par des perturbations, jusqu'à ce que le réchauffement du flux sur le sol lui restitue son instabilité; les zones côtières concernées sont celles des upwellings saisonniers décrites au paragraphe 3.3.2.

Le transfert de chaleur sensible de l'océan vers l'atmosphère interviendrait également dans l'entretien de l'énergie cinétique des alizés. RIEHL (1979) a montré que c'est un facteur clé dans le budget énergétique de ces vents qui peuvent être considérés comme des systèmes « auto-entretenus » moteurs dans la circulation générale; ainsi pourrait-on expliquer que la vitesse de l'alizé en surface diminue fortement quand il aborde les surfaces océaniques refroidies équatoriales et côtières dans la partie orientale du Golfe de Guinée, de juin à octobre. Ce fait pourrait rendre compte de l'échec des tentatives nombreuses qui ont été faites pour montrer une corrélation positive significative entre la vitesse du vent local et l'intensité de l'upwelling jugée par le critère de la température (RUAL et WAUTHY, 1982).

3.4. Météorologie

3.4.1. LES MANIFESTATIONS DES PERTURBATIONS TROPICALES

Nous avons vu (cf. § 2.2.) que le dynamisme de la circulation aérologique du domaine tropical était dû à la pénétration d'air polaire aux limites nord et sud et à sa propagation plus ou moins directe vers l'E.M. Les figures 21 et 22 montrent cette pénétration sur le continent africain, sous la forme de « fronts froids » qui se déplacent d'Ouest en Est; les situations retenues établissent que cette activité des Fronts Polaires peut s'exercer tout au long de l'année.

Nous proposons maintenant de passer en revue succinctement les manifestations visibles des perturbations ainsi engendrées sur le continent africain en mettant l'accent sur la zone d'influence du flux issu du Golfe de Guinée.

(a) *Les manifestations polaires directes*

Elles sont liées à l'anticyclone mobile; sur le continent la puissance de la pénétration polaire peut lui conserver les caractères d'un « front froid actif » qui va engendrer des phénomènes météorologiques différents suivant les couches du domaine tropical concernées.

Dans les basses couches

On parle « d'injection polaire »; l'air froid soulève le flux tropical et des mouvements verticaux ascen-

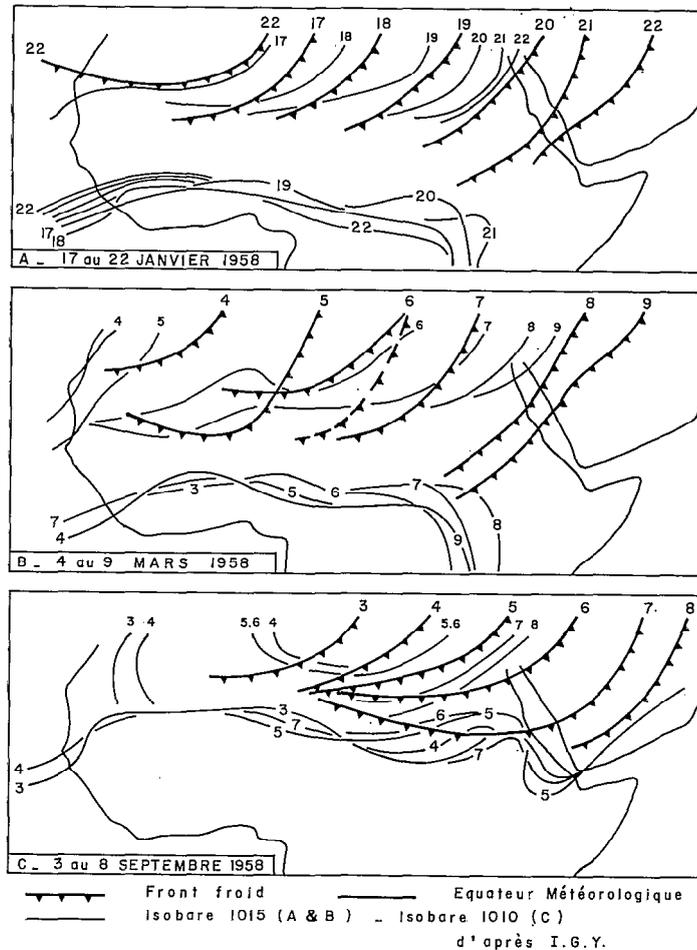


FIG. 21. — Évolution en surface sur l'Afrique septentrionale
Surface evolution over northern Africa

dants vigoureux se manifestent, accompagnés d'une forte turbulence.

— Sur l'Afrique Septentrionale : *en hiver*, l'air froid soulève l'alizé continental, en général sec; dans les zones arides le sable est ainsi mis en suspension donnant des phénomènes décrits sous le vocable « lithométéores » (BERENGER, 1963); suivant l'importance des mouvements verticaux, on peut établir une hiérarchie entre la « chasse-sable », la « tempête de sable » et le « mur de sable » (O.M.M., Vocabulaire Météorologique International, 1966);

en été, le front froid peut atteindre le flux de mousson; l'énergie accumulée dans ce flux humide sous forme de chaleur latente est mise en jeu et le phénomène peut atteindre des dimensions et une vigueur considérables; il est remarquable au Soudan, de mai à octobre, et décrit sous le nom de « haboob »; « les haboobs présentent l'aspect d'un véritable

mur, d'apparence solide, de poussière épaisse » (EAKER, 1950), qui peut s'étirer sur 50 à 100 kilomètres de longueur sur une largeur de 30 à 60 kilomètres; ils se déplacent vers l'Ouest à une vitesse moyenne de 30 à 60 km.h⁻¹ et sont accompagnés de rafales de vent et d'une violente turbulence; l'épaisseur de la mousson est modeste et limite la hauteur du mur à 1 200 mètres environ; au Tchad, la forme « haboob » n'est dans la plupart des cas que le premier stade de la formation d'une « ligne de grains » et la mise à contribution d'une épaisseur croissante de mousson augmente l'extension verticale du phénomène qui conduit à des formations nuageuses amenant des précipitations (on passe au stade de l'« hydrométéore »); des lithométéores de type « haboob » peuvent encore être rencontrés sur l'Afrique Occidentale à la lisière de l'E.M., pendant sa migration vers le nord, et on parle alors de « tornade sèche »; parmi les particules mises en

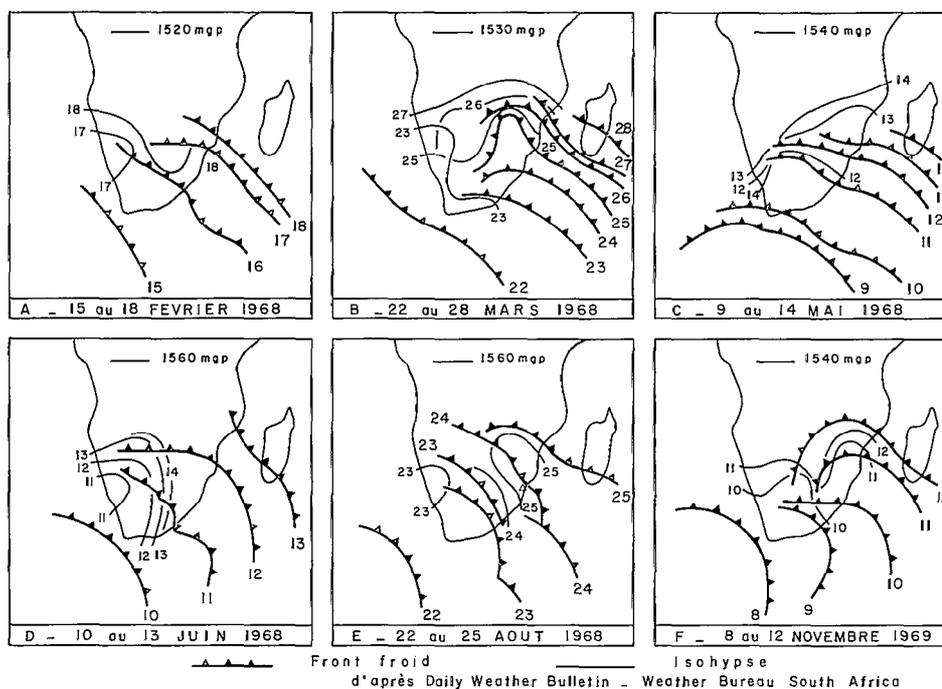


FIG. 22. - Évolution en surface sur l'Afrique australe
Surface evolution over southern Africa

suspension, si les plus lourdes retombent assez rapidement (après 1 à 7 heures), les plus fines restent en l'air très longtemps et s'accumulent sous l'inversion d'alizé, pouvant être transportées sur de grandes distances sous forme de « brume sèche ».

-- Sur l'Afrique Méridionale et sur l'Afrique Orientale, des phénomènes voisins de ceux que nous venons de décrire peuvent être observés dans des régions qui connaissent une saison sèche sévère : au Namib, dans la cuvette du Kalahari, au Kenya et en Somalie.

En altitude

Le thalweg associé au noyau froid inférieur détruit la ceinture des H.P.T. ; on parle d'« invasion polaire ».

Alors que le noyau froid des basses couches perd rapidement son caractère originel par réchauffement au contact du sol et n'est que rarement mis en évidence à moins de 20° de latitude, les langues d'air froid en altitude s'avancent fréquemment jusqu'au voisinage de l'équateur.

Ces incursions d'air polaire ont été très bien décrites sur l'Afrique Septentrionale en hiver : la circulation tropicale, au lieu de poursuivre sa trajectoire vers l'ouest, remonte vers le nord dans la partie antérieure du thalweg, en confluence avec l'air polaire qui descend vers le sud dans la partie

postérieure; l'accélération dans la partie antérieure donne un « aéro-jet subtropical » de direction SW-NE; l'air polaire froid soulève l'air tropical chaud et humide, ce qui entraîne dans les couches moyennes et supérieures (au-dessus de 3 000 m) la formation de masses compactes d'altostratus, d'altocumulus, de cirrostratus et de cumulonimbus (dont les enclumes, peuvent s'élever jusqu'au niveau 200 mb), générateurs d'orages et de précipitations intenses; ces formations nuageuses ainsi que le bord nord du Jet apparaissent très nettement sur les photos de METEOSAT; ainsi, de novembre à avril, mais surtout en décembre ce type de perturbation amène sur la Mauritanie, le Sénégal, le Mali et le Tchad, des pluies insolites pour cette saison en principe sèche, appelées « pluies des mangues » (ou « de heug », en wolof); leur importance climatique, marginale près de l'E.M., est réelle aux confins de la zone désertique saharienne.

Des « invasions polaires » interviennent également sur l'Afrique australe où l'activité du Front Polaire est soutenue toute l'année.

(b) Les manifestations polaires dérivées

Elles sont liées aux « expulsions polaires » de l'anticyclone mobile qui viennent accélérer les flux d'alizé en formant des « ondes tropicales d'Est »

(cf. p. 116); ces ondes se matérialisent par des «lignes de pulsation» transversales par rapport au flux qui se déplacent avec lui, c'est-à-dire des H.P.T. vers l'équateur.

Les «lignes de grains»

Les manifestations les plus importantes surviennent quand un flux d'alizé continental surmonte un flux de mousson; elles sont particulièrement spectaculaires en Afrique Septentrionale où elles ont été décrites comme des «lignes de grains».

D'après LEROUX (1980), ce sont des intrusions dans le flux de mousson du flux d'Est accéléré atteignant le sol et soulevant l'air humide en un front mobile le long duquel se produisent orages et averses. Le noyau de vent d'Est à vitesse élevée résultant d'une expulsion polaire est froid; il a tendance à s'enfoncer dans le flux de mousson qu'il comprime puis écrase en approchant du sol; il constitue donc un obstacle que la mousson doit contourner latéralement et s'efforcer de surmonter verticalement: l'air humide porté en altitude se condense en formations nuageuses qui se moulent sur le noyau de vents forts et donnent à la ligne sa forme arquée caractéristique bien visible sur les photos de METEOSAT; l'irruption brutale du vent d'Est au sol («tornado») qui s'enfonce en coin sous la mousson l'oblige à s'élever et à s'échapper vers le haut, donnant naissance aux formations nuageuses à grand développement vertical de type «cumulonimbus précipitants»; la ligne de grains est formée et elle entre en activité. Si le moteur est bien dans le flux d'Est qui surmonte la mousson, l'essentiel de l'énergie provient de la chaleur latente qui se trouve concentrée dans la mousson humide et libérée par condensation au cours des mouvements ascendants à l'avant de la perturbation; l'énergie et l'alimentation en eau proviennent donc du flux atlantique; le déplacement de la perturbation est lié au noyau d'accélération dans le courant d'Est dont la dynamique s'oppose au flux de mousson; ainsi, le noyau d'Est relevant du dynamisme polaire boréal et l'épaisseur de la mousson étant commandée par le dynamisme polaire austral, les caractères de la ligne de grains et notamment son efficacité pluviogénique à l'échelle synoptique, sont sous le contrôle de l'interférence de facteurs extratropicaux, les facteurs locaux (relief, état du substratum, convection, etc.) n'intervenant que pour apporter une grande variabilité à l'échelle locale; l'activité des lignes de grains s'atténue, de l'Est vers l'Ouest, par suite de l'augmentation de l'épaisseur de la mousson à soulever et de l'esoufflement du flux d'Est; en tout état de cause, le déplacement de la ligne de grains qui s'effectue dans la partie F.I.T. de l'E.M. se termine la plupart du temps à l'aplomb

de la partie Z.I.C. où le moteur d'Est dépense son reste d'énergie et s'arrête; quelquefois cependant, parvenue sur le bord Ouest du continent la ligne de grains poursuit son activité en mer et se combinant avec l'alizé issu des Açores dévié vers le continent, elle acquiert un mouvement tourbillonnaire cyclonique que l'on nomme «dépression tropicale»; ce phénomène apparaît à hauteur des îles du Cap Vert à la fin de l'été et peut, dans des conditions exceptionnelles, se développer en «cyclone tropical» qui risque d'aller ravager les côtes des Antilles et des Caraïbes; c'est cette possibilité d'extension vers l'Ouest d'un phénomène originellement continental africain qui a suscité l'intérêt accordé à la météorologie tropicale de l'Afrique par la recherche nord-américaine et, partant, la partie GATE du Programme GARP. (PERRY et WALKER, 1977).

Les expulsions des noyaux anticycloniques se produisant au cours du déplacement vers l'Est de l'anticyclone mobile, «aucune région singulière ne peut être reconnue comme la source des perturbations» (ASPLIDEN, 1974); les lignes de grains peuvent ainsi prendre naissance partout où le flux atlantique rencontre une expulsion polaire de direction opposée (donc, en particulier, le long de la trace au sol de l'E.M.); cependant certaines régions au débouché des échanges méridiens ou dont l'orographie canalise le flux atlantique pourraient être particulièrement propices (par exemple le Tchad et le couloir entre Tibesti et Darfour en été boréal).

L'importance climatique des lignes de grains tient surtout aux précipitations; elles constituent en effet un des utilisateurs principaux de l'eau précipitable du flux atlantique; la ligne de cumulonimbus déverse des pluies de type orageux et de forte intensité; les pluies restent fortes, mais continues et de moins en moins orageuses, au passage des nimbostratus; elles sont sous forme de bruines en fin de séquence; les lignes de grains sont même le seul utilisateur pour la partie de la zone comprise entre les traces au sol de l'E.M. en janvier et en août non balayée par la structure Z.I.C. (Zone 2, fig. 16, cf. p. 134) qui sera donc caractérisée par une grande variabilité des précipitations dans le temps et dans l'espace, les orages les plus violents et les pluies les moins abondantes étant rencontrés dans la partie la plus nord du F.I.T.

Dans les régions situées au sud de la cuvette du Congo, le flux de basse couche est l'alizé atlantique dévié, qui va jusqu'à la C.I.O.; il est surmonté par le flux d'Est de l'alizé indien continentalisé; on a donc une structure F.I.T. tout à fait comparable à celle décrite sur l'Afrique Septentrionale et le dynamisme du Front Polaire austral doit y induire des perturbations du type «ligne de grains» à partir d'un moteur dans le flux d'Est supérieur.

Les « lignes de pulsation »

Ce sont des phénomènes de basse couche qui modulent l'écoulement des flux; dans la cellule de circulation de Sainte-Hélène, les lignes de pulsation constituent un fait permanent, observé sur tout le littoral sous forme d'ondes de pressions ou d'accélé-rations du flux de mousson; nous avons vu (p. 117) que cette onde modifie la répartition de la convergence et de la divergence pouvant amener la formation de nuages à l'avant de la ligne de basse pression; mais, en raison du facteur contrariant quasi permanent de la stratification du domaine tropical et de l'absence de contrastes marqués entre le flux antérieur et le flux postérieur, les mouvements verticaux sont limités (les perturbations décrites comme « associées » à ces pulsations et responsables de précipitations sont, en fait, dues à des phénomènes intéressant les couches moyennes et supérieures); en renforçant l'épaisseur de la mousson, les pulsations du flux atlantique contribuent à favoriser la confrontation qui aboutit à la formation des lignes de grains, en accroissant le dynamisme de la mousson, elles renforcent la confluence au niveau des discontinuités qu'elles contribuent ainsi à déplacer; en intensifiant la convergence elles participent au déclenchement des précipitations si les conditions structurales s'y prêtent.

Les « pulsations » suivent le flux; elles peuvent donc, comme lui, se poursuivre dans les couches moyennes quand il s'élève; c'est le cas des pulsations de l'alizé indien continentalisé, que le relief de l'Afrique Australe place au-dessus du flux atlantique de basse-couche; ces pulsations interviendront, par exemple, au niveau de la C.I.O. qu'elles peuvent aider à déplacer; plus loin, elles se manifesteront dans le Jet d'Est Africain Sud sous forme d'accélé-rations (observées sur la côte d'Afrique Occidentale en été boréal); plus loin encore, elles se révéleront au niveau de la structure Z.I.C. de l'E.M. en participant à son activité.

3.4.2. LES PRÉCIPITATIONS

Dans le Golfe de Guinée et sur le continent qui le borde les précipitations dépendent de l'apport du flux atlantique sud humide qui met sa vapeur d'eau à la disposition des facteurs utilisateurs susceptibles de la faire précipiter dans la mesure où aucun facteur inhibiteur local ou régional ne s'y oppose.

(a) Disponibilité du flux atlantique; durée de la saison sèche

Sur le continent, la migration saisonnière des B.P.I., en relation avec le mouvement zénithal du soleil, délimite une succession de bandes zonales

où la disponibilité dans le temps du flux atlantique sud (mousson ou alizé dévié) impose certaines caractéristiques du régime des pluies, en particulier la durée de la saison sèche (hauteur d'eau précipitée inférieure à 10 mm/mois).

. Les zones désertiques

— au nord de la trace au sol de l'E.M. en juillet-août le flux de mousson atlantique ne pénètre jamais (fig. 18); cette zone (zone 1, fig. 16) dominée par les vents de NE continentalisés secs est désertique; c'est le Sahara où tous les mois sont secs et qui est habituellement dépourvu de toute végétation (fig. 14);

— au sud de la trace au sol de la C.I.O. en janvier-février, le flux atlantique détourné ne pénètre jamais (fig. 18); cette zone (zone 5, fig. 16), dominée par l'alizé de l'Océan Indien continentalisé progressivement asséché après abandon de son humidité par précipitation sur les reliefs du rebord oriental des Hauts Plateaux, est subdésertique dans sa partie occidentale; c'est la partie nord du désert du Kalahari, où la plupart des mois sont secs et la végétation réduite à des épineux (fig. 14).

. La zone équatoriale sans saison sèche; dans la bande zonale (zone 3, fig. 16) limitée au nord et à l'est par la trace au sol de l'E.M. en janvier-février et au sud par la trace au sol de la C.I.O. en juillet-août, le flux atlantique est présent toute l'année; des utilisateurs multiples y assurent une activité pluviogénique quasi permanente, si bien que tous les mois sont pluvieux, certains l'étant plus que d'autres; cette zone correspond à la présence de la forêt sempervirente (fig. 14).

. Les zones à saison sèche hivernale; entre les zones désertiques et la zone équatoriale se trouvent délimitées deux bandes zonales (zone 2 et zone 4, fig. 16), où le flux atlantique n'est disponible qu'une partie de l'année correspondant à l'été de l'hémisphère considéré; les mois d'hiver où ce flux est absent constituent la saison sèche dont la durée augmente avec la latitude lorsqu'on s'éloigne de la zone équatoriale vers les zones désertiques; la répartition de la couverture végétale naturelle décrite page 120 (fig. 14) est directement commandée par la longueur de la saison sèche.

Sur l'océan où la disponibilité du flux est permanente, des facteurs inhibiteurs, permanents ou temporaires, rendent compte de l'absence de précipitations ou de leur diminution dans certaines régions à certaines périodes.

(b) Les facteurs utilisateurs

Nous avons vu (§ 3.4.1.) comment certaines perturbations tropicales entraînent un soulèvement

du flux de mousson dans la partie F.I.T., malgré l'opposition de la tendance à la subsidence de l'air supérieur des H.P.T.; ces soulèvements sont plus ou moins énergiques, mais pour être efficaces en ce qui concerne la pluviogenèse, il faut que les mouvements ascendants se prolongent dans les couches moyennes et en altitude; c'est ce que permet la partie de l'E.M. qui possède une structure Z.I.C. (cf. p. 114) et qui constitue à ce titre une zone d'accueil privilégiée pour les perturbations de type « onde d'Est » qui y terminent bien souvent leur trajectoire.

Bien que « mobile » la partie Z.I.C. de l'E.M. est donc un trait de structure « permanent » à l'activité soutenue tant par la convergence des flux que par les manifestations des perturbations; c'est le plus important des « utilisateurs permanents », l'autre étant le relief qui, lui, est « fixe »; ils confèrent aux régions qu'ils concernent une assurance de régularité dans le régime des précipitations.

Par contre, les manifestations des perturbations tropicales qui intéressent la partie F.I.T. de l'E.M. sont aléatoires dans l'espace et dans le temps; ce sont des « utilisateurs éventuels », comme les « haboobs » ou les « lignes de grains », qui donnent aux précipitations des régions concernées leur très forte irrégularité et leur caractère orageux.

Les utilisateurs permanents

Principal utilisateur de l'eau précipitable, la partie Z.I.C. de l'E.M. peut être identifiée à l'axe des mouvements ascendants à 500 mb de la figure 10; elle se déplace modérément en latitude selon la saison en suivant le mouvement de la troposphère tropicale dans son ensemble; elle impose aux régions qu'elle balaye un maximum dans les précipitations qui correspond à son passage à la verticale.

Sur le continent le déplacement n'est pas régulier; en juin-juillet-août la partie Z.I.C. de l'E.M. est plus ou moins stationnaire vers 10-12° N et on observe dans cette bande zonale un maximum des pluies à cette période de l'année; elle se déplace ensuite vers le sud pour atteindre vers décembre-janvier-février une position quasi stationnaire oblique d'orientation W-NW/E-SE traversant l'équateur au méridien origine et pénétrant de quelque 10-12° de latitude dans l'hémisphère sud sur le méridien 25° E; là aussi la bande plus ou moins zonale intéressée se trouve dotée d'un maximum unique estival dans les précipitations; la bande équatoriale comprise entre ces positions extrêmes nord et sud de la partie Z.I.C. de l'E.M. est donc balayée deux fois par an par cet utilisateur privilégié qui lui confère un régime pluviométrique à deux maxima correspondant à ses deux passages à la verticale en un point donné.

Sur l'océan, l'E.M. a une structure de type Z.I.C.

sur toute l'épaisseur de la troposphère; c'est donc un utilisateur permanent de l'eau précipitable apportée là aussi bien par le flux atlantique sud que par l'alizé de NE de l'hémisphère nord; il se déplace entre 10° N où on le trouve en juin-juillet-août et une position proche de l'équateur qu'il occupe en décembre-janvier-février; son activité soutenue assure à la bande zonale qu'il surplombe les caractéristiques de temps qui l'ont fait baptiser « pot au noir »: vents variables, couverture nuageuse abondante, orages fréquents et violents, grains successifs, précipitations abondantes.

Le deuxième utilisateur permanent est le relief; le flux de basse couche est soulevé lorsqu'il bute sur les massifs :

— sur le pourtour du Golfe de Guinée, il y a ainsi une intensification des pluies en Guinée, au Cameroun et au Gabon; elle est d'autant plus remarquable qu'un « effet de foehn » se produit sous le vent de ces massifs, amenant une diminution relative des précipitations (fig. 16);

— à l'intérieur du continent, le relief semble également jouer un rôle important sur les trajectoires et l'activité des perturbations tropicales;

— en mer c'est le relief qui explique l'abondance des précipitations sur les îles hautes, que ce soit à Sainte-Hélène, qui fait figure d'oasis dans un désert océanique, ou dans les îles de la baie de Biafra, où on enregistre des hauteurs de pluie records (plus de 10 m/an à Ureka sur la côte sud de Fernando Poo).

Les utilisateurs éventuels

Ce sont les perturbations tropicales dans leur ensemble, en particulier les ondes d'Est, considérées non plus comme contributeurs à une activité générale soutenue concentrée au niveau d'une structure d'accueil privilégiée, mais bien comme utilisateurs indépendants dans le reste du domaine couvert par le flux atlantique.

On peut retenir comme exemples dans les parties F.I.T. de l'E.M. :

— les « haboobs »; nous avons vu qu'ils ne s'accompagnent que de précipitations très modestes, mais dont l'impact est important à la limite des zones désertiques;

— les « lignes de grains »; leur importance tient au fait que ce sont pratiquement les seuls utilisateurs dans les parties des zones 2 et 4 (cf. p. 133 et fig. 16) non balayées par la partie Z.I.C. de l'E.M.; la nature des mécanismes de leur formation explique le caractère brutal et orageux des manifestations de leur activité; leur occurrence aléatoire rend compte de l'irrégularité des précipitations associées dans le temps et dans l'espace.

Les lignes de grains sont également des utilisateurs remarquables en mer dans les zones proches de l'E.M. que l'on traverse avant d'arriver au « pot au noir ».

(c) *Les facteurs inhibiteurs*

Ils s'opposent aux mouvements ascendants susceptibles de porter en altitude l'air humide des basses couches. Cette opposition résulte de la combinaison de divers mécanismes dont certains agissent directement sur les phases initiales des ascendances tandis que les autres interviennent pour les empêcher de se poursuivre dans les couches moyennes et supérieures.

Les mécanismes

-- Stabilisation de l'air inférieur; au contact d'un substrat refroidi (par exemple, par rayonnement nocturne pour le sol ou par upwelling pour l'océan) ces échanges de chaleur sensible se font de l'atmosphère vers ce substrat; ce refroidissement de l'air de basse couche par la base lui confère, malgré son humidité, une stabilité qui freine ou interdit provisoirement le déclenchement de mouvements verticaux ascendants par les facteurs utilisateurs.

— Cisaillement par air sec de couche moyenne; le flux atlantique humide de basse couche de secteurs Sud et Ouest est surmonté par des alizés secs de secteur Est dans les couches moyennes; il se produit donc entre les deux flux un cisaillement qui disperse les nuages formés par les ascendances parvenues à ce niveau en même temps que l'eau condensée est évaporée; tout développement vertical en altitude des formations nuageuses est ainsi rendu difficile, voire impossible.

— Subsidence de l'air supérieur; le domaine tropical est caractérisé par la présence des ceintures de H.P.T. dont l'origine est essentiellement la subsidence de l'air supérieur; cette subsidence s'oppose aux velléités de développement vertical dans les couches supérieures des ascendances qui se sont produites dans les couches inférieures; les formations nuageuses s'évalent en strates dans les couches moyennes; l'absence de « convection profonde » fait que les étendues océaniques commandées par les cellules anticycloniques permanentes sont quasi-désertiques; les régions continentales dominées par les Hautes Pressions en hiver sont sèches en cette saison.

Les facteurs inhibiteurs

. Les facteurs permanents

Lorsque plusieurs des mécanismes précédents conjuguent leur action, il en résulte un renforcement

de la stratification de la troposphère tropicale dans certaines structures permanentes :

. - L'inversion d'alizé (fig. 17); les trois mécanismes interviennent; en effet, si elle est due essentiellement à la subsidence de l'air supérieur des cellules anticycloniques océaniques permanentes, elle est renforcée dans leur partie orientale plus froide, en particulier sur les upwellings côtiers permanents où elle est marquée par le cisaillement entre l'alizé de type I dans les basses couches et l'alizé continental de secteur Est dans les couches moyennes.

L'inversion d'alizé liée à la cellule de Sainte-Hélène est ainsi directement responsable de la faiblesse des pluies sur l'Atlantique tropical sud; l'upwelling permanent au sud du Cap Frio, la canalisation de l'alizé maritime du sud par le Grand Escarpement angolo-namibien et son cisaillement par l'alizé indien continentalisé asséché sur les Hauts Plateaux rendent compte de l'extrême indigence des précipitations sur cette bande côtière.

L'inversion d'alizé liée à la cellule des Açores est, de la même façon, responsable du minimum de pluie au large de la côte mauritanienne; l'upwelling permanent au nord du Cap Blanc et le cisaillement de l'alizé maritime de secteur Nord par l'alizé continental de secteur Est expliquent que les conditions désertiques sahariennes se retrouvent sur cette bande côtière.

. - La structure F.I.T. de l'E.M.; deux mécanismes concourent à son entretien : la subsidence de l'air supérieur et le cisaillement entre le flux atlantique océanique humide de basse couche (mousson ou alizé dévié) et le flux d'alizé continental de secteur Est des couches moyennes; ils en font le facteur inhibiteur responsable de la diminution rapide des précipitations sur le continent quand on s'éloigne de la bande zonale équatoriale balayée par la partie Z.I.C. de l'E.M.; les régions qu'elle intéresse sont donc les parties des zones 2 et 4 les plus éloignées de l'équateur (cf. fig. 16), domaine où les perturbations liées aux ondes d'Est sont les plus remarquées.

Ces facteurs permanents interviennent sur des étendues considérables, en particulier l'inversion d'alizé très marquée dans l'Atlantique Sud ouvert à l'influence froide australe.

. Les facteurs saisonniers

Ils interviennent essentiellement par le mécanisme de stabilisation de l'air inférieur au contact de la surface océanique refroidie par des remontées d'eau subthermoclinale.

— Les upwellings côtiers (fig. 20 A et 20 B).

— Du Cap Frio au Cap Lopez, de mai à août,

des upwellings côtiers entraînent l'extension méridionale du domaine de l'alizé de type I en direction de l'Équateur et sont responsables de l'aggravation remarquable à ces latitudes de la sévérité de la saison sèche hivernale le long de cette côte; cet effet va en s'atténuant vers l'intérieur du continent :

. un refroidissement côtier en décembre-janvier est tenu pour responsable du fléchissement dans les précipitations en pleine saison des pluies que connaît la zone côtière du Congo, du Cabinda et du nord de l'Angola;

. le long de la basse côte de l'Afrique Occidentale, des upwellings côtiers en août-septembre entre le Liberia et le Nigeria seraient en rapport avec la « petite saison sèche » observée, dont l'importance s'atténue de la côte vers l'intérieur en suivant la trajectoire du flux de mousson.

— La divergence équatoriale (fig. 20 A).

Le refroidissement de l'eau de surface dans une bande zonale au sud de l'équateur en juin-juillet-août inhibe très fortement l'efficacité des utilisateurs éventuels et rend compte de l'extension aux latitudes basses à cette saison de l'indigence pluviométrique caractéristique de l'Atlantique Tropical sud oriental.

Les facteurs inhibiteurs saisonniers n'intéressent que des étendues relativement réduites, à l'échelle régionale : ceux qui interviennent pendant la saison des pluies ne peuvent que moduler le régime des précipitations qui est fixé essentiellement par la combinaison des facteurs permanents.

(d) La répartition des précipitations

La prise en compte des facteurs précités conduirait à une répartition schématique des précipitations dans l'espace et dans le temps dont les traits essentiels seraient :

— concentration des pluies dans la bande zonale équatoriale balayée par la partie Z.I.C. de l'E.M. où aucun mois n'est véritablement sec : les maxima des totaux annuels sont trouvés dans l'axe de cette bande sur l'océan et sur des reliefs côtiers de la zone 3 sur le continent (fig. 16); des minima relatifs apparaissent dans les régions côtières à upwelling saisonnier et plus à l'intérieur sous le vent des massifs (« effet de foehn »);

— extension en latitude de la bande pluvieuse sur le continent dans chaque hémisphère (zones 2 et 4, fig. 16) avec un très fort gradient méridien dans la diminution des hauteurs de pluie conduisant aux zones désertiques (zones 1 et 5, fig. 16), diminution due à l'augmentation de la durée de la saison sèche hivernale et à la part croissante dans les précipitations prise par des pluies orageuses que

des perturbations aléatoires provoquent dans un flux atlantique de moins en moins épais et de plus en plus sec;

— indigence pluviométrique des parties orientales de l'Atlantique tropical; déserts côtiers de Namibie et de Mauritanie en rapport avec les upwellings permanents;

— extension méridienne remarquable de la bande côtière sèche jusqu'au Congo en relation avec l'upwelling hivernal du Cap Frio au Cap Lopez; faiblesse des précipitations à l'équateur entre 10° et 20° W en hiver austral en liaison avec la divergence.

La comparaison de cette distribution schématique avec la répartition des précipitations annuelles mesurée sur le continent (fig. 23; NICHOLSON, 1981) ou estimée en mer (fig. 24; DORMAN and BOURKE, 1981) montre que les facteurs considérés en rendent compte de façon acceptable.

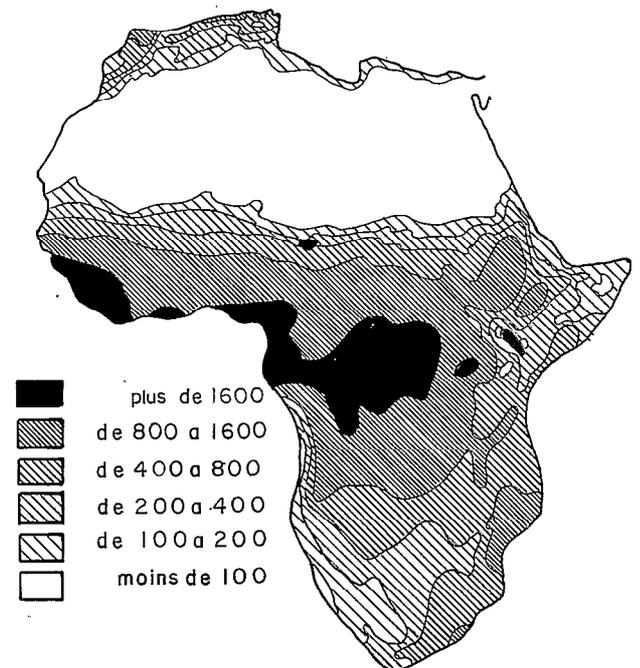


FIG. 23. — Précipitations moyennes annuelles sur l'Afrique (en mm) — d'après NICHOLSON (1981)
Mean annual rainfall over Africa (mm)

CONCLUSION : IMPORTANCE CLIMATOLOGIQUE DU GOLFE DE GUINÉE

La circulation de basse couche sur l'Afrique tropicale de la façade atlantique est donc dominée par le flux issu de l'anticyclone permanent de

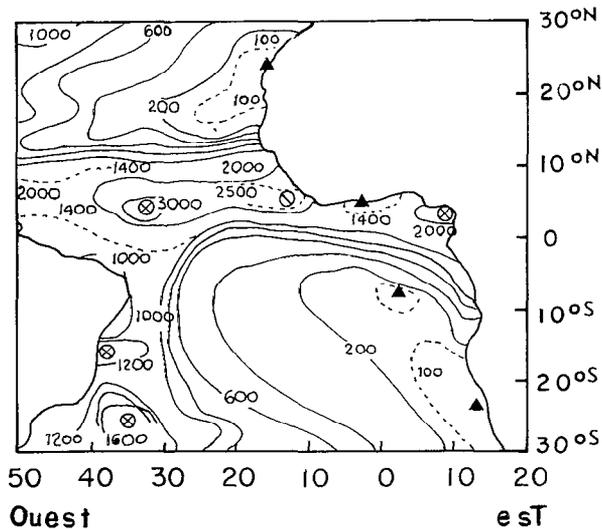


FIG. 24. — Précipitations moyennes annuelles sur l'Atlantique (en mm) — d'après DORMAN and BOURKE (1981)

Mean annual rainfall over Atlantic Ocean (mm)

Sainte-Hélène qui intéresse à un moment ou à un autre de l'année chaque point de l'Afrique occidentale et de l'Afrique centrale entre 15° N et 15° S; l'Atlantique tropical oriental Sud se trouve ainsi être la source de la vapeur d'eau qui, advectée par ce flux, va donner, après condensation, l'essentiel des précipitations sur cette grande partie du continent africain.

L'importance climatologique du Golfe de Guinée tient à sa position de passage obligatoire pour ce flux avant qu'il aborde le continent; la température de surface de la mer commande le sens des échanges océan-atmosphère de chaleur sensible et l'intensité de l'évaporation qui modulent ses caractéristiques : température, humidité, stabilité.

L'influence du Golfe de Guinée est ainsi déterminante, à l'échelle régionale, sur le climat de la bande littorale; contrairement au rôle régulateur du régime thermique qu'il assume sous les latitudes tempérées, l'océan de cette région équatoriale peut exacerber l'amplitude thermique annuelle de l'air de certaines localités où des upwellings côtiers sont tenus pour responsables des saisons froides bien marquées; c'est le cas de la Côte d'Ivoire et du Ghana; c'est le cas encore plus remarquable de la façade maritime du Congo, où on observe une amplitude thermique annuelle moyenne de l'air de près de 6 °C à moins de 5° de latitude au sud de l'équateur; le refroidissement stabilise l'air de basse couche et inhibe localement la convection et l'efficacité pluviogénique de perturbations éventuelles; les upwellings côtiers en hiver austral peuvent rendre compte de la petite saison sèche en juillet-août-septembre sur la Basse Côte entre 5° W et 5° E, ainsi que de la sévérité de la Grande Saison Sèche de juin à septembre sur les côtes de l'Angola, du Congo et du Gabon.

A son passage sur le Golfe de Guinée, le flux atlantique se charge en vapeur d'eau qui représente, par sa masse, la source des précipitations à venir et, par la chaleur latente associée, la réserve d'énergie nécessaire pour déclencher et entretenir la circulation verticale sur le continent : les variations interannuelles de la température de surface du Golfe de Guinée et des refroidissements dus aux upwellings côtiers et à la divergence équatoriale qui contrôlent l'évaporation auront donc des répercussions à l'échelle continentale sur l'activité aérologique au niveau des discontinuités et l'efficacité pluviogénique des perturbations, avec les anomalies dans les précipitations qui en découlent (BUNKER, 1980).

Manuscrit reçu au Service des Éditions de l'O.R.S.T.O.M.
le 1^{er} juillet 1983

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYME, 1973. — Divergence-convergence : application à la météorologie tropicale. Bur. Et. ASECNA, PDEM n° 26, Dakar, Sénégal.
- ASPLIDEN (C. I.), 1974. — The low level windfield and associated perturbations over tropical Africa during Northern summer. Int. Trop. Met. Meet., Nairobi.
- ATKINSON (G. D.), 1971. — Forecaster's guide to Tropical Meteorology. Air Weather Service (M.A.C.), Techn. Rep. 240. USAF.
- BÉRENGER (M.), 1963. — Contribution à l'étude des lithométéores. *La Météorologie*, 72.
- BIROT (P.), 1965. — Les formations végétales du globe. S.E.D.E.S., Paris.
- BJERKNES (V.), BJERKNES (H.), SOLBERG (H.) et BERGERON (J.), 1934. — Hydrodynamique physique. Trad. franc., P.U.F., Paris.
- BUNKER (A. F.), 1980. — Trends of variables and energy fluxes over the Atlantic Ocean from 1948 to 1972. *Mon. Wea. Rev.*, 108 (6) : 720-732.
- DHONNEUR (G.), 1974. — Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique Occidentale et Centrale. A.S.E.C.N.A.-Université de Dakar.
- DORMAN (C. E.) and BOURKE (R. H.), 1981. — Precipitation over the Atlantic Ocean, 30° S to 70° N *Mon. Wea. Rev.*, 109 (3) : 554-563.
- DUGDALE (G.), 1976. — Analyse des lignes de courant et des

- isotaques. Cycle d'études sur les méthodes de prévisions météorologiques applicables en Afrique. O.M.M., Dakar.
- DUNN (G. E.), 1940. — Cyclogenesis in the Tropical Atlantic. *Bull. Am. Met. Soc.*, 21 (6).
- EAKER (I. C.), 1950. — Météorologie Tropicale. In: USAF Manual. Trad. Mét. Nat. Paris.
- FICKER (H.), Von, 1936. — Die Passat-inversion. *Veröff. Met. Inst. (Berlin)*, 1 (4).
- FLOHN (H.), 1964. — Investigations on the Tropical Easterly Jet. *Bonner Met. Abhand.*, 4.
- FRANCK (N.), 1969. — An inverted V cloud pattern, an easterly wave? *Mon. Wea. Rev.*, 97 (2) : 130-140. Trad. ASECNA-NTI n° 24.
- HASTENRATH (S.) and LAMB (P. J.), 1977. — Climatic atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. The University of Wisconsin Press.
- HASTENRATH (S.) and LAMB (P. J.), 1978. — Heat budget atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. The University of Wisconsin Press.
- KYLE (A. C.), 1970. — Longitudinal variation of large-scale vertical motion in the tropics. M. Sc. thesis, Mass. Inst. Tech.
- LEROUX (M.), 1980. — Le climat de l'Afrique Tropicale. Thèse présentée à l'Université de Dijon.
- NICHOLSON (S. E.), 1981. — Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (10) : 2191-2208.
- NIEUWOLT (S.), 1977. — Tropical climatology, J. WILEY and Sons.
- PALMER (C. E.), 1952. — Tropical meteorology. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 78 (336) : 126-164.
- PEDELABORDE (P.), 1970. — Introduction à l'étude scientifique du climat. S.E.D.E.S., Paris.
- PERRY (A. H.) and WALKER (J. M.), 1977. — The ocean-atmosphere system. Longman Inc., New York : 160 p.
- PONE (R.). — Critères de stabilité d'une couche élémentaire. *J. Sc. Mét.*, 4 (16). S.M.M.A., Paris.
- RAMANATHAN (V.), 1977. — Troposphere-stratosphere feedback mechanisms in stratospheric warming and its effect on the polar energy budget and the tropospheric circulation. *J. Atm. Soc.*, 34 (3) : 439-447.
- RIEHL (H.), 1948. — Waves in the easterlies. Misc. Rep. 17. Dept. Met., Chicago Univ.
- RIEHL (H.), 1979. — Climate and weather in the tropics. Academic Press Inc., London, 611 p.
- ROBERT (J.), 1968. — Methodes d'analyse du champ de vent. Mét. Nat., Paris.
- RUAL (P.) et WAUTHY (B.), 1982. — Wind and upwelling in the Equatorial Atlantic. 14th International Colloquium on Ocean Hydrodynamics, Liège, May 3-7, 1982.
- SELLERS (W. D.), 1965. — Physical climatology. Univ. Chicago Press.
- SIMPSON (R. H.), FRANCK (N.), SHIDELER (D.) and JOHNSON (H. M.), 1968. — Atlantic tropical disturbances of 1967 ». *Mon. Wea. Rev.*, 96 (4) : 251-259.
- TSCHIRHART (G.), 1959. — Les perturbations atmosphériques intéressant l'A.E.F. méridionale, Monogr. Mét. Nat. n° 13, Paris.
- VONDER HAAR (T. H.) and HANSON (K. J.), 1969. — Absorption of solar radiation in tropical regions. *J. Atm. Soc.*, 26 (4) : 652-655.