

LA VARIABILITÉ DES PRÉCIPITATIONS EN AFRIQUE OCCIDENTALE : LES COMPOSANTES AÉROLOGIQUES DU PROBLÈME

M. LEROUX *Université Jean Moulin, Lyon*

RÉSUMÉ

La distribution des pluies en Afrique occidentale obéit à une organisation rigoureuse, notamment dictée par la structure aérologique. Les précipitations sont de types et de caractères différents selon qu'elles sont associées à l'une ou l'autre des deux structures de l'équateur météorologique, la structure FIT ou la structure ZIC. La variabilité des pluies ne peut donc être appréhendée de façon globale, mais analysée de façon discriminante (en tenant compte de l'appartenance réelle des phénomènes). Sont donc considérés tour à tour les facteurs susceptibles d'intéresser, soit l'ensemble de la structure (notamment le potentiel précipitable), soit la structure FIT (notamment les lignes de grains et le Jet d'est africain), soit la structure ZIC (notamment le Jet d'est tropical et la migration de la bande zonale pluvio-gène). Les incertitudes sont encore nombreuses, des problèmes réels ou supposés restant en suspens, les études ne révélant en fait que des covariations, et non des corrélations causales (la cause commune étant extérieure aux phénomènes analysés), il apparaît nécessaire de poursuivre l'analyse dans un cadre plus large, celui de la circulation générale.

ABSTRACT

The rainfall distribution in western Africa is the result of a strict organisation, particularly commanded by aerological structure. Rainfall is of different types and characters according as rainfall is connected, either with Meteorological Equator ITF structure, or with Meteorological Equator ITCZ structure. It is therefore impossible to study rainfall variability in its globality, but it must be analysed by a selective way (taking in account the true belonging of phenomena). Are analysed by turns the factors capable of concern, either the whole structure (particularly the precipitable potential), or the ITF structure (particularly squall lines and African Easterly Jet), or the ITCZ structure (particularly Tropical Easterly Jet and migration of the zonal rain-making belt). The uncertainties remain yet numerous, real or pretended problems being unsettled ; studies showing in fact only covariations, but not causal correlations (the common cause being outward the analysed phenomena), it appears necessary to go on the analyse and to choose the largest scale, this one of the general circulation.

Les variations de la pluviométrie en Afrique, et notamment en Afrique occidentale, sont souvent appréhendées depuis l'été 1972 à la faveur de situations dramatiques, le coup de semonce de 1968 n'ayant pas alors pu être interprété à sa juste valeur. Période pluvio-métrique, sécheresse, désertification... ont suscité de nombreuses études, qui proposent diverses explications ; certaines hypothèses ne prennent en compte que des paramètres de surface, ou leur accordent le rôle principal, d'autres au contraire, sans nécessairement exclure les phénomènes de basses couches, donnent la primauté à des éléments d'altitude. Dans la majorité des cas, les paramètres et les niveaux sont dissociés et les phénomènes ne sont pas replacés dans une perspective d'ensemble, ni spatiale, ni temporelle. La distribution des précipitations tropicales obéissant à une logique rigoureuse, il paraît souhaitable de rappeler les

données aérologiques de la pluviogenèse africaine (1) à un moment où, précisément, l'outil satellitaire permet de visualiser l'organisation d'ensemble des phénomènes pluviogènes, et en particulier par les études comparatives, de rendre compte de la variabilité des facteurs (visibles).

1. La pluviogenèse ouest-africaine : les conditions énergétiques et structurales

Lorsqu'il s'agit de pluies, il est naturellement préférable, voire obligatoire, de prendre en compte la chaîne des processus qui conduisent à la précipitation. D'une manière générale (en zone tempérée comme en zone tropicale), la précipitation de l'eau contenue dans l'air exige — en ne retenant que les facteurs essentiels (2) — la réunion simultanée de trois conditions impératives :

- l'existence d'un potentiel précipitable, disponible en quantité suffisante pour alimenter une perturbation (en eau naturellement, mais à la faveur du changement d'état également en énergie) ;

- l'intervention d'un facteur déclenchant qui provoque l'ascendance indispensable à la pluviogenèse ; impulsion fixe (comme le relief) ou mobile, éventuellement renforcée, voire relayée une fois l'ascendance initiale déclenchée, par la libération d'énergie qui accompagne le soulèvement d'un air humide ;

- une structure aérologique favorable aux ascendances, ou qui ne les contrarie pas, c'est-à-dire une structure sans subsidence et sans stratification aérologique stérilisante (notamment sans cisaillement de vent, des flux superposés de directions contraires sectionnant les formations nuageuses).

Ces trois conditions doivent être réunies simultanément, mais dans des proportions respectives variables ; ainsi par exemple, un très fort potentiel précipitable (qui caractérise souvent l'atmosphère tropicale) est apte (par l'énergie libérée) à compenser la faiblesse relative d'un facteur déclenchant (ou son épuisement rapide), l'intensité des ascendances ainsi entretenues étant encore capable de contrebalancer partiellement l'éventuel caractère stérilisant d'une structure aérologique. Ces conditions existent fréquemment de manière séparée, ou bien sont associées deux par deux : la relative difficulté de réunir en même temps ces trois conditions (et d'autres de moindre importance) explique le caractère discontinu des pluies dans le temps et dans l'espace puisqu'elles sont associées à une « perturbation » (au sens propre), c'est-à-dire à une rupture momentanée d'un état d'équilibre.

En Afrique occidentale, la première condition est satisfaite par les apports hydriques de la mousson atlantique, qui résulte du changement de direction de la strate inférieure de l'alizé austral, strate dans laquelle l'Inversion d'Alizé (I.A.I.) a interdit la dispersion vers le haut du potentiel évaporé sur l'océan et a ainsi favorisé sa concentration. Comme en témoigne l'évolution annuelle du rapport de mélange (mixing-ratio) dans les basses couches révélée par les radio-sondages d'Abidjan et de Douala (cf. M. Leroux (3), p. 88), l'advection est paradoxalement meilleure en période hivernale sur la basse-côte, une diminution estivale accusée accompagnant la baisse de température qui affecte les mois de juillet à septembre. Les stations plus septentrionales comme Bamako, Niamey, Ndjamena, où alternent saisonnièrement les flux d'harmattan et de mousson, révèlent au contraire une augmentation très forte du potentiel précipitable lors de la période estivale (cf. (3), p. 88 et p. 154).

S'ajoutent aux apports de la mousson ceux venus de l'océan Indien, contribution qui est nettement moins importante (D. Cadet (4)). Le vecteur qui parvient sur l'Afrique de l'ouest dans les couches moyennes de mai-juin à octobre s'est d'abord fortement appauvri dans la traversée de l'Afrique orientale, puis s'est à nouveau humidifié au-dessus de la Confluence InterOcéanique (CIO) aux dépens du flux de basses couches (« mousson ») de la cuvette congolaise (cf. M. Leroux (3) : cartes aérologiques de l'atlas, surface et altitude, et coupes verticales méridiennes mensuelles).

L'humidité méditerranéenne est exportée vers l'Asie et vers l'Afrique, vers l'est par les vents « étésiens », et vers l'ouest, par la strate inférieure de l'alizé continental. L'humidité spécifique est maximale en été boréal en raison des fortes températures qui règnent sur la Méditerranée, notamment sur son bassin oriental, une inversion alors située vers 1.000 m d'altitude empêchant encore en cette saison l'utilisation in situ de ce potentiel. Rappelons que l'évaporation est sur la Méditerranée plus forte que les apports hydriques (pluies et fleuves) et que le niveau de cette mer baisserait s'il n'y avait pas de compensation vigoureuse venue de l'Atlantique.

S'y ajoute encore la réutilisation de l'eau précipitée, dans une proportion non exactement mesurée partout (le milieu forestier focalisant l'attention principale), mais que l'on considère comme très importante. Une grande partie des précipitations est immédiatement réévaporée, tandis que la fraction infiltrée, la végétation, les surfaces amphibies et les lacs (5) restituent au flux de basses couches une fraction du potentiel déversé.

La seconde condition, qui concerne le facteur déclenchant la pluviogenèse, est encore source de controverses, deux écoles de pensée (au moins) défendant des positions divergentes, non seulement sur la genèse des lignes de grains (aux développements nuageux arqués, d'orientation méridienne), mais aussi (de manière indirecte parce qu'elles sont souvent ignorées) sur celle des formations nuageuses denses d'orientation zonale, qui apportent les précipitations les plus abondantes. Il n'est pas encore ici nécessaire d'entamer ce débat (sur lequel nous reviendrons plus tard), puisque le type de perturbation (une fois déclenchée) dépend essentiellement de la structure d'accueil et donc de la troisième condition qui s'avère primordiale.

La troisième condition de la pluviogenèse, la condition structurale, est la plus importante parce que c'est elle qui détermine le type de perturbation et la distribution spatiale des précipitations (6). La troposphère tropicale présente la particularité d'être organisée de manière rigoureuse, et notamment d'être stratifiée (cf. M. Leroux (3) et (7)). En Afrique occidentale, le principal élément de stratification est l'Equateur Météorologique qui possède constamment une double structure, la structure FIT (front intertropical (8)), et la structure ZIC (zone intertropicale de convergence). Dans les basses couches, le franchissement de l'équateur géographique ne transforme en mousson que la strate inférieure de l'alizé austral ; le flux de basses couches est donc constamment surmonté par une discontinuité, au sud par l'Inversion d'Alizé, au nord par l'Equateur Météorologique dans sa structure FIT. Le flux de mousson se maintient sur le sud de l'Afrique occidentale de décembre à février, la forêt prolongeant sur le continent le comportement thermique de l'océan en rejetant les dépressions thermiques au nord de sa lisière, dépressions qui accueillent la trace au sol de l'équateur météorologique (cf. M. Leroux (3) et (9)). La mousson envahit le continent en période estivale (cf. figure 1-a : surface), mais elle reste pelliculaire (le devenant de plus en plus vers le nord), son épaisseur maximale étant de l'ordre de 2.000 m (cf. fig. 1-b : coupes verticales).

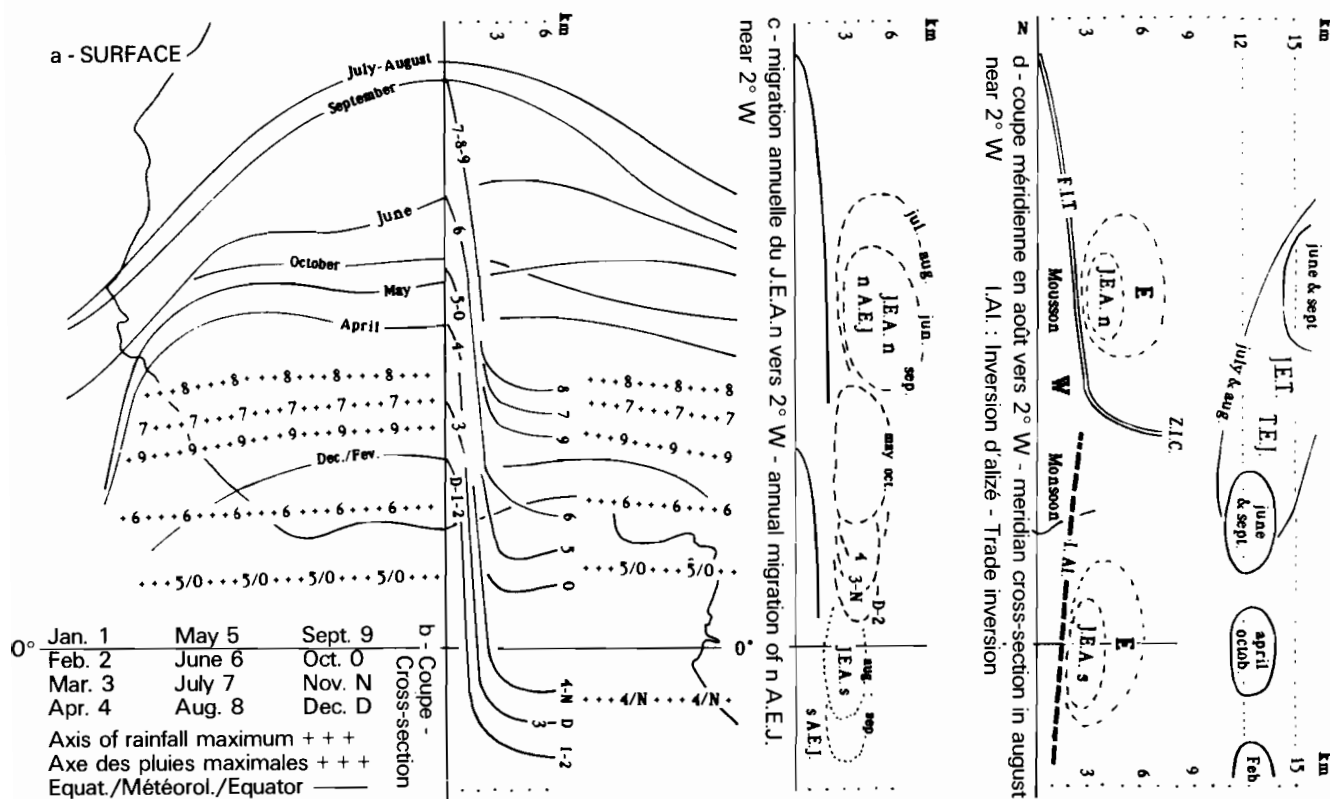


Figure 1. — **MIGRATION ANNUELLE DE L'ÉQUATEUR MÉTÉOROLOGIQUE, SURFACE ET ALTITUDE.**
ANNUAL MIGRATION OF METEOROLOGICAL EQUATOR, SURFACE AND ALTITUDE.

Les conditions structurales offrent ainsi à la pluviogenèse trois situations différentes :

— La structure FIT est stérilisante à cause des discontinuités brutales d'humidité, de vitesse et de direction entre la mousson d'ouest de basses couches et l'alizé d'est qui la surmonte. Les formations nuageuses étant évaporées ou cisailées, le temps habituel est la non-pluviosité en dépit de la présence d'un abondant potentiel précipitable. Ces conditions stérilisantes sont très momentanément annulées lors du passage d'est en ouest d'une ligne de grains qui peut se déployer dans toute la structure FIT, les formations nuageuses se développant davantage vers le sud où les conditions structurales et énergétiques s'améliorent. Résultant de situations conflictuelles passagères, les précipitations sont brèves, violentes, principalement orageuses, de forte intensité, mais relativement peu abondantes.

— La structure ZIC de l'Equateur Météorologique est planétaire, se prolongeant dans toute la zone tropicale, les basses couches étant toutefois modifiées en fonction de la nature du substratum :

* Sur l'océan, à l'écart de toute influence continentale, elle se déploie selon la même verticale dans les basses couches et dans les couches moyennes, la confluence s'opérant entre deux circulations d'alizés.

* Sur le continent elle ne subsiste que dans les couches moyennes, c'est-à-dire tout à la fois au-dessus de la hauteur d'influence du sol, et au-dessus de la circulation de mousson. Elle est l'axe de confluence entre, d'une part la strate supérieure de l'alizé austral (qui conserve sa composante est, alors que la strate inférieure poursuit sa route dans les basses couches en étant affectée par la déviation en mousson), et d'autre part de l'alizé boréal (dont la strate

inférieure soulevée au-dessus de la mousson vient s'ajouter à la strate supérieure) ; ces deux flux ramènent vers la ZIC, en sus du potentiel d'origine lointaine, l'humidité évaporée aux dépens du flux de mousson de basses couches (cf. fig. 2). L'absence de mouvements subsidents et la concentration d'énergie font de cette structure inscrite verticalement, l'axe de formations nuageuses denses, principalement dans l'étage moyen mais accueillant encore des développements plus importants. Les pluies sont ainsi abondantes, de caractère continu, peu orageuses dans l'ensemble, mais avec des foyers d'activité plus intense.

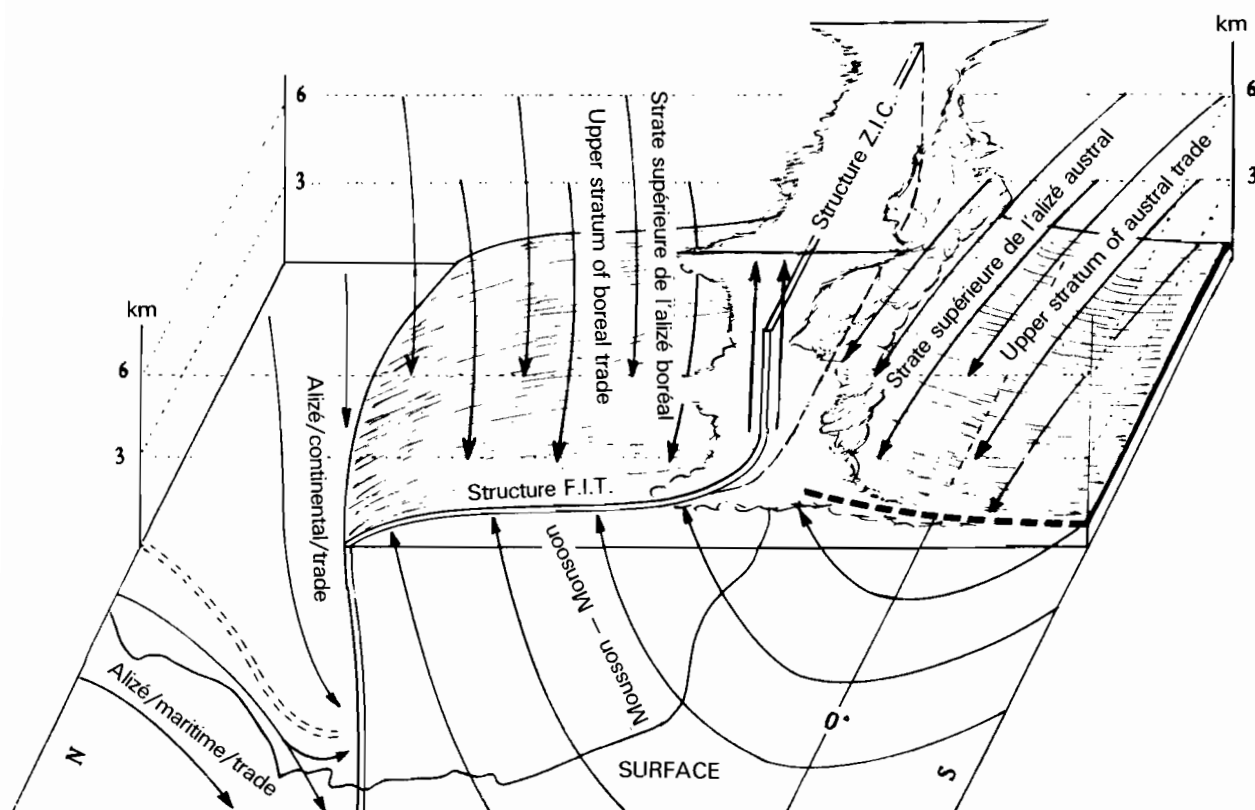


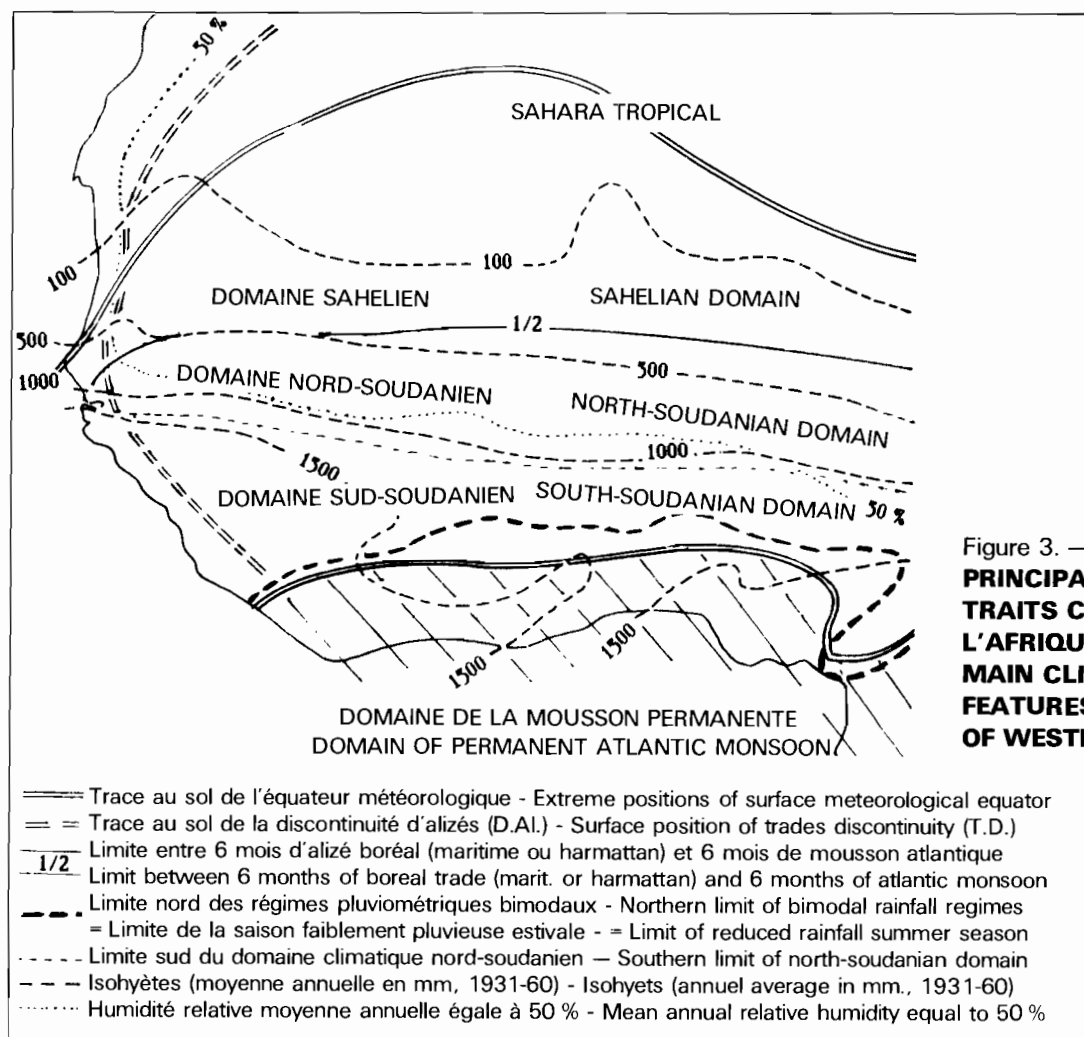
Figure 2. — **STRUCTURE DE LA BASSE TROPOSPHÈRE AU MOIS DE JUIN.**
STRUCTURE OF TROPOSPHERE LOW-LEVELS DURING JUNE.

- Equateur météorologique - Meteorological equator
- - - Inversion d'alizé austral - Austral trade inversion
- == Discontinuité d'alizés - Discontinuity of trades

— Au sud de la ZIC se rencontre la structure habituelle de l'alizé, caractérisée par sa stratification, la strate inférieure voyant son épaisseur augmenter progressivement de 800 m au voisinage du littoral namibien jusqu'à environ 2.000 m après l'équateur. Les deux strates ont des origines et des caractères différents : la strate inférieure, atlantique, de composante principale sud, est relativement fraîche (de rythme thermique austral avec minimum en juillet-août) et très humide, la strate supérieure, plus chaude, de direction zonale dominante, diversement asséchée dans la traversée de l'Afrique australe, s'est plus ou moins humidifiée au-dessus du flux atlantique de basses couches. Lorsque cette structure stérilisante parvient sur le sud de l'Afrique occidentale, aux caractères habituels de l'Inversion d'Alizé, c'est-à-dire aux discontinuités de température, d'humidité et de mouvements verticaux, observées entre 1.500 et 2.000 m (à Abidjan selon A. Drochon (10)), s'ajoute un vigoureux cisaillement entre la mousson d'ouest et l'alizé d'est (11), cisaillement maximal en août où le flux de mousson atteint sa plus grande vitesse tandis que le Jet d'Est Africain Sud (JEAS) est également remonté vers le nord (cf. fig. 1-c) ; les accroissements simultanés de vitesse dans la mousson et dans le « jet » austral renforcent encore le caractère stérilisant de cette structure, qui s'exprime dans la « petite saison non pluvieuse estivale » de la basse-côte (M. Leroux (3) et 12)).

La structure FIT ne couvre de décembre à février que le sud de l'Afrique occidentale, puis en suivant la remontée de la trace au sol de l'Equateur Météorologique qui peut dépasser la latitude du tropique à l'ouest du Hoggar, elle se déploie en août au nord de 12 degrés de latitude nord. A sa suite, la structure ZIC atteint la basse côte en mai/juin, parvient en août jusqu'à la latitude moyenne 10-12° nord, et redescend ensuite brutalement puisqu'en octobre elle se situe déjà dans sa migration vers le sud entre le littoral et l'équateur (cf. les coupes verticales de la figure 1-b). L'Inversion d'Alizé ne couvre les régions situées au sud de la latitude 10° nord qu'en juillet, août, septembre, l'emprise de la discontinuité n'affectant vraiment (en août) que la partie méridionale du secteur recouvert (cf. figure 1-d, coupe réalisée vers 2 degrés de longitude ouest, au cœur de l'Afrique occidentale).

La dynamique annuelle de la structure aérologique, par la distribution de la pluviométrie qui en découle, se manifeste diversement sur l'Afrique occidentale, comme en témoigne la figure 3 :



— Au nord de la position extrême de la structure ZIC, c'est-à-dire dans les domaines sahélien et nord-soudanien (au nord de la latitude moyenne 12° nord), les pluies proviennent uniquement (6) des lignes de grains qui caractérisent la structure FIT ; le total annuel est inférieur à 500 mm dans le Sahel et inférieur à 1.000 mm dans le climat nord-soudanien (les normales 1931-60 servant de référence), le rythme étant unimodal avec maximum en août, maximum peu marqué dans la partie septentrionale.

— Dans le domaine sud-soudanien, la saison des pluies débute avec la structure FIT, le maximum d'août est très prononcé grâce à la contribution de la structure ZIC, qui peut se maintenir dans la partie méridionale du domaine pendant trois mois (de juillet à septembre) ; la fin de la saison pluvieuse ramène la structure FIT, qui cède ensuite la place pendant 3 à 4 mois de la période hivernale à l'harmattan, ou à l'alizé maritime à l'ouest dans le secteur libéro-guinéen.

— Au sud, le domaine de la mousson atlantique permanente ne connaît pas de saison vraiment dépourvue de pluie, ni de saison vraiment sèche ; le régime pluviométrique est bimodal, les deux « saisons des pluies » étant associées aux deux passages de la structure ZIC continentale, en mai-juin, dans le sens « montant » (fig. 2), et en septembre-octobre dans le sens « descendant » ; la saison faiblement pluvieuse hivernale est associée à la structure FIT couvrant une mousson de faible épaisseur, la saison faiblement pluvieuse estivale (la plus fraîche de l'année) est associée à l'Inversion d'Alizé austral (et à l'AIT (11)).

Telles sont les principales conditions pluviogéniques de l'Afrique occidentale. A cause de la grande diversité, tout à la fois, des apports hydriques, des conditions structurales, des types de perturbations, et des nuances climatiques qui résultent de ces précédents facteurs, il apparaît illusoire d'exprimer, en même temps de manière globale et de façon schématique par des relations simplifiées, les causes éventuelles de la variabilité pluviométrique. L'examen des causes possibles ne peut donc être envisagé qu'en respectant la logique des phénomènes, c'est-à-dire en distinguant, d'une part les causes générales et notamment celles qui commandent l'alimentation en vapeur d'eau, et d'autre part les causes particulières qui concernent plus précisément et respectivement l'utilisation de ce potentiel dans la structure FIT et dans la structure ZIC.

2. La variabilité des précipitations est-elle associée à une variation du potentiel précipitable ?

La variabilité des pluies est en premier lieu attribuée à une variation du potentiel précipitable. Compte tenu de l'origine océanique de la vapeur d'eau, elle est d'abord très fréquemment expliquée par « les fluctuations des températures marines de surface » (13), mais le sens des relations n'apparaît pas toujours clairement. Les « conceptions habituelles » (14-a), rendent les « eaux marines froides », notamment celles qui accompagnent les zones d'upwelling, responsables de l'absence ou de la déficience des pluies ; ainsi est notamment associée, ainsi que le rappelle Ph. Hisard (15), la petite « saison sèche estivale » de la basse-côte avec l'upwelling ivoiro-ghanéen, de la même façon « en 1983, année « froide », les eaux du golfe de Guinée, globalement froides, ont constitué un élément défavorable » (B. Guillot (16)), le corollaire étant également vérifié puisque (en 1984), « les fortes températures de surface de la mer dans le golfe de Guinée ont bien eu des effets positifs sur les précipitations dans les régions qui le bordent » (17).

Toutefois, parmi les études extrêmement nombreuses, certaines parviennent à des résultats diamétralement opposés puisque cette fois les « eaux marines froides » sont associées à des pluies excédentaires, ou en d'autres termes « des pluies subsahariennes supérieures à la normale sont positivement corrélées avec des températures marines de surface dans l'Atlantique sud inférieures à la normale » (J.M. Lough (18)), ou bien, le corollaire étant cette fois encore vérifié, « des températures élevées de l'océan en surface dans la zone équatoriale semblent correspondre à des années de sécheresse dans le Sahel » (Y. Tourre, (19)), ou bien encore « des eaux de surface chaudes dans le golfe de Guinée coïncident avec une réduction des pluies estivales dans le Sahel » (A. Bah (20)).

Ces dernières conclusions, surprenantes car exactement inverses du processus physique habituellement évoqué (des eaux chaudes étant censées augmenter le potentiel hydrique), traduisent essentiellement une covariation générale (que l'on connaît déjà, et que le « traitement » des données ne fait que redécouvrir...). Ainsi par exemple, en période estivale centrée sur août, la remontée vers le nord des conditions thermiques de l'hiver austral (qui affecte aussi bien l'air que l'eau, l'océan connaissant en plus l'upwelling) coïncide à la fois avec une réduction des pluies dans la partie méridionale de l'Afrique occidentale (coïncidence que l'on peut traduire par : « eaux froides = pas de pluie »), mais aussi dans le même temps avec une forte augmentation au nord de la latitude 10° nord (« eaux froides = pluies »). Les relations seraient bien entendu différentes si les références thermiques marines étaient choisies dans les eaux libériennes constamment chaudes... Les conclusions, et tout particulièrement leur degré de signification, sont donc subordonnées au choix des données utilisées ; ainsi par exemple l'intégration des totaux de pluie de Bobo-Dioulasso, de Kandi ou de Kano, trop méridionales (cf. 20) dans des valeurs véritablement sahéliennes, ne peut qu'altérer la cohérence d'éventuelles relations, qui sont variables selon la latitude. Mais aussi précise que puisse être l'analyse discriminante, il devient hasardeux de conclure à une « dépendance », c'est-à-dire d'évoquer une prétendue « corrélation causale », entre deux phénomènes, alors qu'est simplement rappelée ou confirmée une covariation (qui affecte d'autres paramètres) dont la cause commune n'est pas définie, parce qu'elle n'est pas contenue dans les données traitées, étant extérieure aux phénomènes envisagés.

Le degré de relation d'une covariation (éventuellement étroite) est encore fortement amoindri lorsqu'on tient compte de l'enchaînement des processus nécessaires au déclenchement des pluies. Il n'existe pas en effet de relation immédiate entre le potentiel précipitable et le potentiel précipité, ni à l'échelle générale comme le démontrent J.P. Peixoto et A.H. Oort (21), ni à l'échelle régionale, ainsi que le soulignent R. Diop (22) et M.O. Camara (23) pour l'Afrique occidentale. La dépendance vis-à-vis de l'advection atlantique (de sens moyen ouest-est) est encore réduite par la diversité d'origine des apports hydriques, et par la redistribution qui s'opère dans les couches moyennes (dans le sens est-ouest). Elle l'est encore bien davantage lorsque l'on tient compte de la réutilisation de l'eau précipitée (cf. (3) et (4)), car selon B. Pouyaud, « moins de 10 % des précipitations tombées sur le grand bassin du Niger proviennent des apports de vapeur d'eau atmosphérique extérieurs » (24). La baisse de la pluviométrie pourrait ainsi être associée à une réduction de la vapeur d'eau advectée, mais également à une moindre densité des formations végétales et par exemple au remplacement de la forêt équatoriale par des cultures annuelles qui se traduit selon B.A. Monteny et B. Zeller par « une réduction importante du transfert de vapeur d'eau vers l'atmosphère » (25) ou bien encore (par appauvrissement progressif) à un nombre plus limité de réutilisations et/ou à une moindre qualité des recyclages de l'eau précipitée.

La notion de recyclage de l'eau peut certes contribuer à expliquer la péjoration pluviométrique soudano-sahélienne, mais la rigueur du schéma est remise en question si l'on considère le cas de la basse-côte. Par sa situation géographique en effet, la basse-côte ne peut pas subir fortement le contrecoup d'une réduction de la masse forestière ou d'une moindre restitution par le sol, puisqu'elle bénéficie d'une fourniture immédiate par la mousson. On estime par ailleurs que les régions soudano-sahéliennes voient leurs pluies diminuer « parce que » l'Atlantique sud est plus chaud (cf. (20)) ; dans cette circonstance (par augmentation du potentiel), la basse-côte devrait bénéficier tout naturellement d'un excédent de pluies ; si cela arrive occasionnellement à l'échelle saisonnière, c'est par contre exactement l'inverse qui se produit à l'échelle des valeurs annuelles puisque le sud de l'Afrique occidentale, malgré une réduction de durée de la saison faiblement pluvieuse estivale, subit aussi une diminution globale des pluies en même temps que les régions plus septentrionales... La signification de l'argumentation est encore amoindrie lorsque

l'on considère que les formations forestières n'étaient pas fortement entamées lors des années « 1940 », et encore moins lors des années « 1910 », périodes pourtant affectées par la péjoration pluviométrique sur l'ensemble de l'Afrique occidentale.

Les causes éventuelles de variation du potentiel précipitable sont donc multiples, le diagnostic oscillant entre des positions opposées, l'une proposant une (ou des) relation(s) directe(s), selon le « schéma simplificateur : températures marines/pluies », et l'autre considérant que : « la masse de vapeur d'eau n'est pas un facteur déterminant les précipitations... » (23), parce qu'il « existe des équations pluviogéniques différentes, dictées par des conditions structurales spécifiques » (14-b). L'outil satellitaire peut-il permettre (par le « canal vapeur d'eau ») d'estimer les contributions respectives, et de préciser ainsi le degré de signification du paramètre potentiel précipitable ?

3. La variabilité des précipitations est-elle associée à la dynamique de la structure FIT de l'Equateur Météorologique ?

La péjoration pluviométrique est souvent attribuée à une réduction de la surface couverte par la mousson sur l'Afrique occidentale ; telle est notamment la conclusion de A. Vittori dans l'étude qu'il a immédiatement consacrée à la sécheresse de l'été 1972 : « ...l'anticyclone des Açores s'est maintenu tout le mois de juillet à des latitudes très basses, entravant la pénétration de la mousson... » (26). Cette assertion a été maintes fois reprise tant l'influence d'une moindre puissance du flux de mousson paraît ici évidente, D. Lambergeon confirmant par exemple que « lorsque les pressions sont à la fois fortes à Abidjan et faibles à Nouadhibou, les pluies sont supérieures à leurs normales sur les régions du Sahel » (27). Il semblerait pourtant selon R.E. Newell et J.W. Kidson (28) que le flux de sud-ouest tend à pénétrer en surface aussi loin vers le nord pendant les années sèches que pendant les années humides (29), mais que par contre le flux de mousson de basses couches est moins épais et plus faible pendant les années sèches, réduisant le potentiel mis à la disposition des perturbations sahéliennes. La modification principale concernerait donc la structure de la troposphère et particulièrement celle de l'équateur météorologique dans les basses couches, c'est-à-dire la structure FIT ; sachant que la localisation des dépressions thermiques qui attirent la mousson (notamment celle du Tanezrouft la plus creusée) obéit toujours aux mêmes conditions géographiques et cosmiques (30), cette modification peut-elle résulter :

- * d'une réduction de puissance du flux de mousson, et donc du dynamisme de l'alizé austral originel ?

- * d'un dynamisme accru de la circulation d'alizé boréal s'opposant à l'invasion de mousson, et donc d'un décalage rapide vers le sud de l'Equateur Météorologique dans les basses couches ?

- * d'une subsidence renforcée de la ceinture des hautes pressions tropicales écrasant le flux de basses couches (ce qu'en d'autres termes on peut traduire par un renforcement de la « branche descendante de la cellule de Hadley ») ?

- * d'un étirement vers le sud de la structure FIT, ou bien d'un glissement d'ensemble vers le sud de la structure tropicale ?

Les facteurs qui commandent le déclenchement et le déplacement des perturbations spécifiques de la structure inclinée de l'Equateur Météorologique — les lignes de grains — sont-ils à leur tour susceptibles d'expliquer la variabilité des précipitations ?

Tenter de répondre à cette question oblige d'abord à analyser, sommairement, les divergences d'opinions relatives à la genèse des perturbations pluviogènes autorisées par ce type de stratification aérologique. Les divergences ne sont en fait qu'apparentes, lorsque l'on s'en tient aux faits réellement observés. Les conclusions des opérations d'observation intensive réalisées par l'ASECNA sont sur ce point formelles ; en ce qui concerne les « ondes d'est », la réponse est catégorique : « Nous n'en avons pas trouvé une seule pendant les dix jours de l'expérience ONA » (31), la même certitude est réaffirmée lors de la seconde opération : « aucun phénomène d'échelle A bien caractéristique (onde d'est par exemple) n'a pu être mis en évidence pendant cette période de 10 jours » (32). Les clichés de satellite prouvent en outre, constamment, que les formations nuageuses dont l'organisation est si caractéristique dans une ligne de grains n'évoquent en aucune manière un modèle défini ailleurs dans des conditions aérologiques notoirement différentes (33). Le débat est ainsi largement factice, concernant plutôt la forme que le fond, l'appellation « onde d'est » venue se surajouter au vocable « ligne de grains » ne désignant pas un phénomène pluviogénique différent (ni nouveau naturellement) mais la façon dont la perturbation pluvieuse, réellement observée, se manifeste graphiquement dans le flux d'est supérieur (talweg mobile), et non dans la mousson d'ouest, cela va de soi... (cf. M. Leroux (3), p. 378 et (35)). Qu'on utilise un vocable ou un autre (36), que l'on considère que « ...les lignes de grains sont caractérisées par une onde » (H. Riehl et al., (37)), ou que « la probabilité d'apparition de lignes de grains... est ... étroitement liée à la position de l'onde » (R. Reed (38)), tout cela n'a finalement aucune importance, le changement d'étiquette sur un contenant ne modifiant pas la nature du contenu. L'essentiel, dans la perspective d'une compréhension des facteurs de la variabilité, est que la réalité physique (appréhendée à travers l'un ou l'autre filtre) soit réellement observée, et que la cause du phénomène pluviogène soit individualisée.

La variabilité de la pluviométrie est-elle donc à son tour associée à une variation affectant le facteur déclenchant la pluviogenèse, susceptible de modifier le nombre annuel des lignes de grains ? Des comparaisons interannuelles (39), reposant sur des comptages précis, paraissent encore difficiles à réaliser en raison des divergences de définitions, divergences qu'il faudrait dépasser pour réussir un recensement systématique des perturbations pluvieuses (cf. 33). La question des fréquences restant posée, la diminution des pluies résulte-t-elle plutôt d'une diminution de l'efficacité pluviométrique des perturbations, comme le suggèrent les études de J. Albergel et al. ou de P. Hubert et al., consacrées à l'analyse des « fractions pluviométriques quotidiennes » ? L'analyse montre en effet qu'au cours de la période étudiée (1922 à 1983), la décroissance des pluies journalières supérieures à 40 mm... à elle seule, explique 55 % de la variation de la pluviométrie annuelle » à Dédougou, et près de 50 % dans les autres stations étudiées (40-a), cette fraction « tendant vers zéro avec l'établissement de la sécheresse des quinze dernières années » (40-b) ; la fraction des pluies comprises entre 40 et 20 mm est moins affectée, tandis qu'est constatée « la régularité des moyennes mobiles » (40-a) des pluies inférieures à 20 mm. Cette diminution d'intensité résulte-t-elle encore d'une aggravation des facteurs contrariant la pluviogenèse (une diminution du potentiel précipitable, un accroissement des mouvements subsidents ?...), ou bien est-elle associée à un glissement vers le sud de la structure, et notamment de la structure la plus favorable (capable de fournir des pluies supérieures à 40 mm), c'est-à-dire de la structure ZIC ?

Il convient encore d'estimer la validité de la relation fréquemment évoquée entre la pluviométrie et le Jet d'Est Africain nord (JEAn). Rappelons que ce noyau de vent des couches moyennes (cf. figure 1 - c et d) est situé de décembre à février au-dessus de l'océan au voisinage de 5° nord, en avril-mai, vers 7-8° nord, il atteint sa position extrême vers 15-16° nord en juillet-août, et il est de retour en septembre vers 12-13° nord migrant ensuite rapidement vers le sud. Remarquons que ce noyau de vent ne mérite en aucune manière le qualificatif de « jet », sa vitesse maximale moyenne étant de l'ordre de 50 km/h en septembre (cf. M. Leroux (3) et (41)).

Le Jet d'Est Africain (nord), caractéristique d'une structure FIT (42), est alimenté à la fois par l'alizé boréal et par la mousson (43). Le soulèvement de la strate supérieure provoque une première accélération. Dans la strate inférieure se déplacent en outre les « noyaux anticycloniques mobiles » (cf. M. Leroux (3) et 35)), issus des anticyclones mobiles polaires (cf. M. Leroux (3) et 44)) ; ces pulsations se manifestent par une hausse mobile de pression (cf. (3) et P. Sagna (45)) et, précisément, par un noyau d'accélération ; les noyaux anticycloniques encore denses et puissants ne peuvent s'élever et pénètrent alors dans la mousson, provoquant la formation des lignes de grains (cf. M. Leroux (3) et 35) et figure 4). L'énergie puisée dans la mousson et libérée par les perturbations vient encore s'ajouter à l'énergie fournie par l'alizé pour accélérer le flux des couches moyennes. L'origine mixte de cette alimentation est nettement révélée par la vigueur du cisaillement, les fortes vitesses moyennes du flux d'est se situant immédiatement au-dessus de la mousson, l'apparition brutale des vitesses maximales résultant de l'annulation des composantes est et ouest dans la couche d'interpénétration des flux d'alizé et de mousson (cf. fig. 1 et 4).

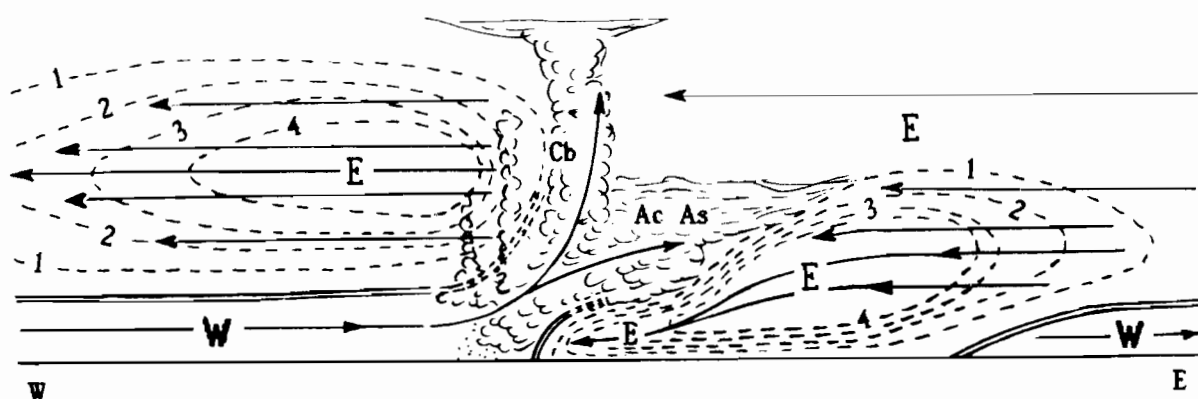


Figure 4. — **CHAMP DE VENT DE BASSES COUCHES ET LIGNE DE GRAINS.**
LOW - LEVELS WIND FIELD AND SQUALL LINE.

—— Equateur météorologique (F.I.T.) - Meteorological equator (I.T.F.)
→ Mousson-Monsoon (W) ← Alizé-Trade (E) — — — Isotaque-Isotach

La relation établie entre le « jet » et la pluie est exprimée de diverses façons ; est notée par exemple « une fréquente coïncidence entre déficits pluviométriques et une allure rapide du JEA » (M. Leroux (41)), ou bien « il apparaît qu'une sécheresse puisse être associée — à un passage tardif sur la zone sahélienne du JEA — à une anomalie positive de vitesse du JEA » (J. Citeau et al. (1), p. 71). Pour estimer le degré de signification de cette relation proposée par de très nombreuses études, il convient de faire la part entre deux attitudes différentes :

— La première attitude, de loin la plus fréquente, consiste à admettre implicitement que le JEA fait partie du champ de vent permanent et qu'il peut à ce titre être traité comme une entité « indépendante », capable de moduler la pluviométrie à son gré, notamment en conditionnant la vigueur du cisaillement ...Il reste dans ce cas à expliquer son origine, ses variations de vitesse instantanées ou saisonnières, et sa migration vers le nord ou vers le sud, en retard

ou en avance... il faudrait aussi préciser pourquoi (et comment) un flux de faible puissance et d'orientation zonale « peut » provoquer des perturbations violentes d'orientation méridienne... il faudrait encore, et surtout, pour ceux qui évoquent « les lois de la dynamique » estimer (voire chiffrer) de quelle force ascensionnelle (sur sa face sud) est capable un « jet » de vitesse moyenne égale à 40 km/h, et de surcroît limité aux couches moyennes...

Cette première attitude, d'inspiration « climatologique », c'est-à-dire sans référence directe avec la dynamique réelle du phénomène météorologique, ne peut prétendre dépasser le stage de la relation non définie entre vent et pluie, parce qu'elle ne peut mettre en évidence qu'une covariation entre ces deux paramètres (46).

— La seconde attitude consiste à considérer que ce qui est désigné JEA n'est pas une entité véritable et permanente, mais représente par contre le simple résultat statistique du déplacement de noyaux de vitesse élevée, et qu'il appartient ainsi au champ perturbé. Cette attitude est moins fréquente car il est plus facile (pour diverses raisons) de saisir des données, que de recourir à l'observation directe et de réaliser le suivi et l'analyse précise des perturbations, en temps réel ou en temps différé. C'est pourtant précisément entre les noyaux d'accélération, situés à des altitudes différentes, que se développent les lignes de grains (47), dans une rupture ou une faiblesse relative » du « jet », la perturbation étant « précédée ou suivie de noyaux de vents forts » (31) comme le révèlent de façon indiscutable toutes les coupes chronologiques du champ de vent instantané des basses couches (cf. par exemple (3) et (35) ou encore (31) et (32). Une accélération du jet signifie-t-elle alors que la puissance des noyaux anticycloniques mobiles s'accroît (ou que leur nombre augmente) sans que l'apport par la mousson suive la même évolution ?

Cette seconde attitude, parce qu'elle se réfère à la genèse des phénomènes, est la seule capable de déboucher sur l'établissement d'une corrélation causale, de sens défini, entre les précipitations et le JEA (c'est-à-dire les noyaux de vent fort, ou les noyaux anticycloniques mobiles).

La diminution des pluies est encore mise en relation avec d'autres facteurs éventuels et parmi eux l'albedo, dont nous évoquons rapidement l'influence supposée. L'hypothèse selon laquelle... la destruction de la végétation accroît l'albedo du sol et de ce fait abaisse les températures... a été proposée par J. Otterman (48). Bien que cette hypothèse ne soit pas vérifiée, puisqu'elle prône exactement l'inverse de ce qui est habituellement observé, c'est-à-dire que « les sols dénudés sont toujours plus chauds que les sols couverts par la végétation » (49), cette hypothèse a été appliquée aux régions sahéliennes par J. Charney (50). Le « mécanisme de Charney », selon lequel en schématisant et en ne retenant que le résultat théorique : ...« un sol plus chaud provoque des mouvements subsidents ».. (ce qui est encore une fois l'inverse de la réalité), est toutefois immédiatement adopté et « le Sahel » (c'est-à-dire surtout l'homme sahélien) est alors considéré comme étant le principal artisan de sa propre sécheresse (cf. R. Kandel et M.F. Courel (51))... Il est inutile de s'appesantir sur ce prétendu « problème », l'observation et la simple logique permettant d'abord de fixer les limites de pertinence du modèle proposé. L'archipel du Cap-Vert reçoit, à latitude égale, moins de pluie que le littoral voisin, et pourtant l'albedo océanique est comparativement insignifiant (cf. M. Leroux (3)) ; cet albedo n'a d'ailleurs pas changé et pourtant la pluviométrie cap-verdienne subit la même péjoration pluviométrique récente que le continent proche (J.C. Olivry (52)). L'explication n'est donc pas aussi simpliste ; ainsi par exemple J. Walker et P.R. Rowntree (53) intègrent le paramètre humidité du sol et montrent qu'il y a de grandes variations de température de surface au-dessus de sols secs ou de sols humides (ce qui n'est pas en soi une découverte et n'a donc rien pour surprendre) ; en soulignant encore que « le facteur dominant est l'humidité du sol », M.F. Courel est catégorique : « les résultats de l'étude menée sur l'ensemble du Sahel entre 1972 et 1984 montrent que le mécanisme de Charney ne fonctionne pas ». (54).

Telles sont les incertitudes, et tels sont les problèmes réels ou supposés, qui concernent la structure FIT de l'Equateur Météorologique et les perturbations pluviogéniques qui s'y développent. Ces incertitudes sont encore considérablement augmentées par celles qui accompagnent la grande absence de la littérature scientifique, c'est-à-dire la structure ZIC continentale.

4. La variabilité des précipitations est-elle associée à la dynamique de la structure ZIC continentale de l'Equateur Météorologique ?

Bien qu'elle fournisse les plus fortes quantités de pluie la structure ZIC fait l'objet de beaucoup moins d'attention que la structure FIT, ou tout au moins que les lignes de grains qui s'y déploient.

Sans qu'il y ait nécessairement accord sur sa définition (cf. 1), la ZIC est reconnue sur l'océan, et elle semble d'ailleurs n'être considérée que comme une entité océanique (55). Son individualisation par satellite focalise l'attention sur la concentration nuageuse (56) plutôt que sur l'aspect structural ; ce type de reconnaissance (uniquement fondée sur la manifestation visible) est la source d'interprétations diverses, et l'on parle parfois de « double ZIC », appellation pratique qui semble « régler » le problème posé mais qui ne fait que l'esquiver, car cette formulation représente en soi une aberration au regard de la définition de l'Équateur Météorologique et de la structure verticale spécifique de sa composante ZIC (57).

Sur le continent il y n'a pas de confusion entre les niveaux mais une superposition de circulations (cf. fig. 2), tandis que les formations nuageuses sont en apparence (et vues par dessous) « noyées dans la masse » du flux de basses couches (58). Ces particularités expliquent sans doute que dans la plupart des cas soit oubliée la dimension planétaire de cette discontinuité, et que ne soit pas envisagée son intervention sur les continents. La ZIC est d'ailleurs très souvent absente du vocabulaire météorologique continental ou alors — encore — confondue avec la trace au sol de l'Equateur Météorologique (59) : il suffit pour s'en rendre compte de constater qu'en dépit de sa contribution pluviométrique déterminante (globalement très nettement supérieure à celle des lignes de grains), elle n'est pas évoquée dans les études portant sur la pluie ; naturellement aucune responsabilité ne peut lui être accordée dans la péjoration pluviométrique, à juste titre lorsqu'il s'agit du Sahel et du domaine nord-soudanien, où elle n'intervient pas (cf. fig. 1 et 3), mais à tort pour les domaines climatiques situés plus au sud qui sont pourtant aussi sévèrement affectés, puisque toute l'Afrique occidentale est concernée, du Sahel jusqu'à la basse-côte, comme par exemple au Bénin et au Togo (60), car ainsi que le souligne J. Sircoulon : « la sécheresse déborde largement des zones sahéliennes et fait sentir ses effets jusqu'aux régions subéquatoriales, voire équatoriales » (61).

Rappelons par conséquent que la ZIC réunit les conditions énergétiques et structurales optimales ; elle est ainsi potentiellement active car son activité instantanée est associée à la dynamique des flux de mousson et d'alizés, et notamment à la vigueur des pulsations (noyaux anticycloniques mobiles), qui les animent, pulsations qui forcent l'ascendance lorsqu'elles parviennent à l'aplomb de la structure ZIC (M. Leroux (3)). Les lignes de grains de la structure FIT, lorsque leurs trajectoires ont une composante méridienne accusée, participent ainsi à l'activité de la ZIC ; il en résulte qu'une reconnaissance uniquement fondée sur son aspect visible (par satellite (cf. 56)), ou une comptabilité des nuages à sommet froid (donc les plus développés verticalement), intègrent les parties méridionales (les plus actives) des lignes de grains d'orientation méridienne et les secteurs activés de la ZIC d'orientation zonale (62).

Au-dessus de la ZIC s'écoule le Jet d'Est Tropical (JET) découvert par P. Koteswaram (63), décrit ensuite par H. Flohn (64-a) et analysé sur l'Afrique, notamment par M. Leroux (41). Contrairement à la ZIC continentale qui est quasi-constamment ignorée ce JET a fait l'objet de nombreuses recherches, qui renseignent ainsi indirectement sur l'activité et la migration de la structure ZIC puisqu'il est associé à la « ceinture de pluie qui constitue la principale source de chaleur de la haute troposphère » (64-b). La migration du Jet d'Est Tropical suit donc également celle de la ceinture des hautes pressions qui surmontent elles aussi la structure ZIC (65) ; en Asie, cette ceinture anticyclonique se trouve en avril à la latitude de la mer de Chine méridionale, elle migre graduellement vers le nord jusqu'en juin où elle atteint le Tibet, en juillet et août est atteinte la position extrême, tandis que le retrait vers le sud s'opère à partir de septembre (cf. Chin et Lai (66)). Sur l'Afrique, le JET est composite puisqu'il est formé de deux courants plus ou moins bien individualisés (cf. fig. 5) :

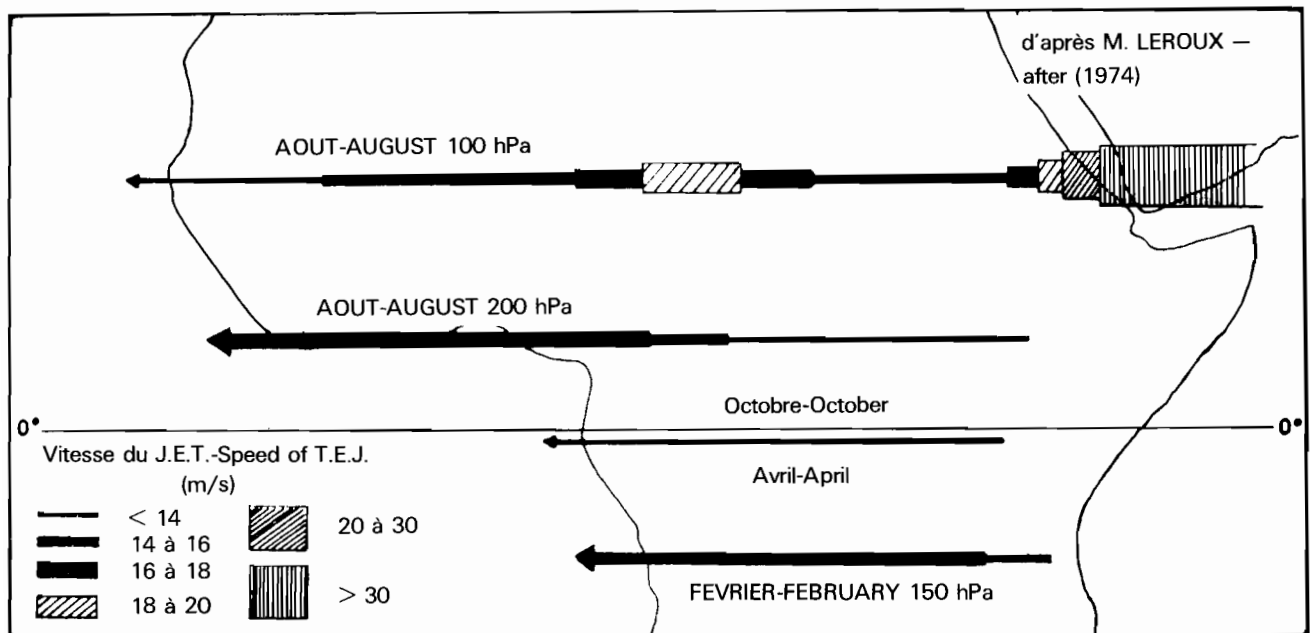


Figure 5. — **POSITIONS ET VITESSES MOYENNES DU JET D'EST TROPICAL (J.E.T.).**
MEAN SPEED AND POSITIONS OF THE TROPICAL EASTERLY JET (T.E.J.).

— le Jet d'Est Tropical d'origine asiatique se prolonge sur l'Afrique pendant la période estivale, il est situé vers l'altitude moyenne 100 hPa, et centré en août vers la latitude 15° nord (altitude plus élevée et latitude décalée vers le nord, en raison respectivement, de l'élévation et de la latitude des hautes terres asiatiques aux hautes températures relatives) ;

— le Jet d'Est Tropical africain est, quant à lui, situé un peu plus bas vers l'altitude 200 hPa, et il occupe en outre une latitude plus méridionale, en liaison avec la moindre migration sur l'Afrique de la structure ZIC et des hautes pressions qui la surmontent. Ces noyaux de vents forts (le noyau africain et le prolongement asiatique) sont nettement dissociés en juin et en septembre, mais sont englobés en juillet et en août dans un tube plus étendu de vents rapides (cf. fig. 1-d).

Le Jet d'Est Tropical a été en Afrique étudié dans le but d'expliquer l'aridité saharienne, et la faiblesse pluviométrique sahélienne ainsi que sa variation, essentiellement associées selon H. Flohn (64-a) dans la région de sortie du jet et sur sa face nord à « une subsidence à grande échelle » (67). Les conclusions des études consacrées à l'influence du JET sont diverses : pour J. Giraud et M. Leroux (in 41), « ...au niveau des valeurs moyennes mensuelles il n'y a pas de corrélation apparente entre le JET et les hauteurs mensuelles de pluie dans les stations étudiées », une éventuelle influence à l'échelle instantanée n'étant toutefois pas exclue ; pour B. Fontaine et al. (68), « pendant les mois les plus anormalement secs... le JTE est moins intense » ; selon J. Citeau et al. (1) « il apparaît qu'une sécheresse puisse être associée... à un Tropical Easterly Jet (TEJ) faible, la situation étant opposée en année humide » ; de la même façon est remarqué que « pendant les étés de 1982 et de 1983, un JET plus faible que le « normale »... a pour résultat sur l'Afrique une pluviométrie réduite » (69). Le même type de conclusion concerne le jet asiatique car, selon T.C. Chen et H. Van Loon (70) : « le jet est généralement plus faible pendant les étés... où ...la sécheresse intervient sur le subcontinent indien », pourtant situé dans une région d'entrée de jet, « ...l'intensité des hautes pressions tibétaines étant également affaiblie ».

L'estimation du degré de signification de la relation « JET/pluies », qui est (bien qu'il s'agisse aussi de jet) exactement l'inverse de la relation « JEA/pluies », demande encore que soit examiné l'enchaînement logique des phénomènes. Le jet asiatique est en effet reconnu comme étant alimenté par la libération de la chaleur latente fournie par la mousson indienne, source à laquelle s'ajoute au cœur de l'été la chaleur sensible des surfaces élevées tibétaines ; il est donc naturel que le jet soit plus faible lorsque les précipitations sont moins abondantes puisque cela signifie qu'en amont la fourniture d'énergie par la mousson a été moindre (cf. par exemple (70)) ; la « relation » ne révèle donc encore en fait qu'une covariation, jet et pluies étant deux conséquences d'un phénomène extérieur non analysé. Ce qui est vérifié pour l'Asie n'a pas de raison d'être erroné pour l'Afrique, et ainsi le Jet d'Est Africain Tropical est également la conséquence de la libération d'énergie au niveau de la structure ZIC (comme le montre sa migration annuelle schématisée sur la figure 1-d) : il y a donc encore une « relation » naturelle entre la pluie et la vitesse du jet, des pluies faibles étant associées à un jet faible. Le couplage estival sur l'Afrique du prolongement asiatique et du jet africain souligne l'unité du complexe Afrique/Atlantique-Asie/Océan Indien, qui entraîne dans un même mouvement d'ensemble les circulations de mousson atlantique et de mousson indienne (cf. M. Leroux (3) : cartes aérologiques de l'Atlas) ; cette unité est plus ou moins étroite selon les échelles de temps, plus relâchée à l'échelle saisonnière elle devient plus étroite à l'échelle de l'évolution séculaire comme le montrent par exemple pour l'Inde D.A. Mooley et J. Shukla (71), ou pour l'Afrique de l'ouest J. Sircoulon (61) : en Afrique comme en Inde, malgré des épisodes plus sévères (diversement prononcés), la pluviométrie moyenne s'améliore jusque vers les années 1950-1960 (période pendant laquelle les totaux sont supérieurs à la « normale »), et depuis les années 1970 la pluviométrie se dégrade ; cette évolution d'ensemble est encore plus nette lorsque la période considérée est beaucoup plus longue. Les circulations de mousson s'étant rétractées, ou rétablies, aux mêmes époques passées (cf. J.E. Kutzbach et B.L. Otto-Bliesner (72) et M. Leroux (73)).

La validité de la covariation « JET/pluie », dont la cause commune reste à préciser, mérite donc encore réflexion. Parmi les questions possibles remarquons par exemple que l'Afrique occidentale est effectivement située à la sortie du jet asiatique, mais qu'elle se trouve par contre dans la région d'entrée de la composante d'est africaine : qu'advient-il de cette situation et des effets présumés contraires par exemple en juin et en septembre ?... Il convient aussi de faire nettement la part entre les positions contradictoires : le JET défavorise-t-il la pluie (cf. (64)), ou au contraire la favorise-t-il ? (cf. 67))... On peut encore se demander si le JET tel qu'il est déterminé est vraiment représentatif de la réalité météorologique car les données de vent (et de pluie) sont traitées à l'échelle mensuelle, voire à l'échelle de toute la saison pluvieuse estivale (cf. 70)) ; les conclusions de type « climatologique » résultant de cette démarche, fondée le plus souvent sur des considérations plus théoriques que concrètes et qui confond champ permanent et champ perturbé, rendent-elles ainsi vraiment compte de la dynamique réelle des pluies ? Qu'apporterait à la connaissance, par exemple, une étude sur la « relation » entre la vitesse du « jet d'ouest extratropical » et la pluie sur l'Europe ? Des études très précises à l'échelle synoptique ne sont-elles pas nécessaires pour fonder les hypothèses, et pour découvrir si elles existent vraiment, les relations causales (donc de sens défini) entre la strate supérieure et la strate inférieure où se produit la pluie (relations qui doivent s'établir sur l'Afrique... à travers l'étage moyen occupé par le JEA) ?

Ce que les études confirment par contre, mais de façon indirecte, sachant que la puissance du JET témoigne aussi de l'activité de la ZIC et sachant que les références pluviométriques analysées concernent la zone soudano-sahélienne, c'est que l'évolution pluviométrique récente intéresse l'ensemble des pluies, aussi bien celles de la structure FIT que celles de la structure ZIC. Cette diminution générale (cf. 61) résulte-t-elle alors d'un glissement d'ensemble de la structure en direction du sud ? Les études sur les « fractions pluviométriques quotidiennes » (cf. (40)) et en particulier la nette décroissance des fortes pluies, tendent à prouver ce décalage de la structure pluviogénique

optimale. Ce décalage est attesté par « l'analyse spatio-temporelle du champ de précipitations annuelles » réalisée par S. Janicot (74) qui souligne la double origine des pluies et la valeur dans leur distribution de la latitude 10° nord (cf. fig. 1 et 3) ; au nord de cette latitude en effet les pluies proviennent essentiellement des lignes de grains, avec toutefois, entre 10° et 12° nord, une forte contribution au mois d'août de la structure ZIC ; sa forte empreinte apparaît aussi nettement (par défaut) lorsque la structure n'atteint pas sa latitude « normale » au cœur de l'été.

Différents scénarios permettent de concrétiser cette variabilité spatiale (fig. 6, d'après M. Leroux, 1970 (12-a)) :

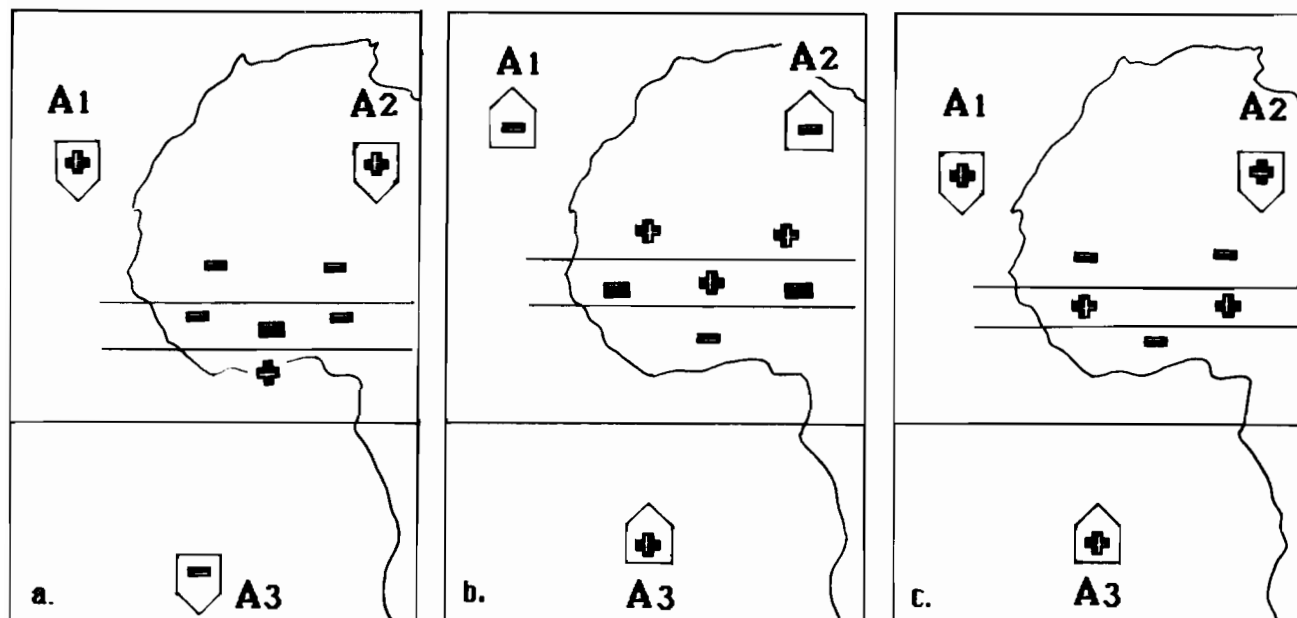


Figure 6. — **VARIABILITÉ DES PRÉCIPITATIONS EN AFRIQUE OCCIDENTALE.**
RAINFALL VARIABILITY IN WEST AFRICA.

Cellules des hautes pressions tropicales (HPT) :

Cells of tropical high pressure belts (THP) :

Atlantique Nord/North Atlantic : Açores/Azores A1

Sahara/Méditerranée - Sahara/Mediterranean A2

Atlantique sud/South Atlantic : S. Héléne/S. Helen A3

Précipitations - rainfall :

excédentaires/above normal +

déficitaires/below normal -

habituelles/normal ■

Puissance et position des hautes pressions tropicales :

Power and position of tropical high pressure belts :

ceinture nord : fortes et/ou méridionales
northern belt strong and/or southern
faibles et/ou septentrionales
weak and/or northern

ceinture sud : faibles et/ou méridionales
southern belt weak and/or southern
fortes et/ou septentrionales
strong and/or northern

d'après M. LEROUX (1970)

— lorsque la ZIC est maintenue dans une position plus méridionale, le déficit est généralisé, sauf sur le sud de l'Afrique occidentale où la saison peu pluvieuse estivale est écourtée (fig. 6-a),

— lorsque la ZIC remonte davantage vers le nord l'excédent est généralisé, notamment dans le domaine sud-soudanien qui bénéficie de sa présence prolongée, mais la partie sud est défavorisée par l'allongement de la saison peu pluvieuse d'été (fig. 6-b),

— lorsque la ZIC séjourne plus longtemps sur sa position moyenne d'août la zone 10-12° nord bénéficie de pluies excédentaires, tandis que de part et d'autre la pluviométrie est diversement déficitaire (fig. 6-c).

Ces scénarios peuvent concerner plusieurs échelles de temps, de l'échelle synoptique à l'échelle de la saison des pluies. Conformément à la logique des phénomènes parce que fondés sur l'observation de situations réelles (cf. (12-a)), ils sont applicables, comme par exemple celui illustré par la figure 6-a :

* à l'échelle mensuelle dans la situation décrite par Ph. Hisard (15) pour « le mois d'août 1987 sur le littoral du golfe de Guinée où les précipitations ont atteint un excédent de 400 à plus de 500 % de la normale », normale qui, notons-le, est faible au cours de ce mois (le bilan saisonnier de l'hivernage 1987 étant toutefois déficitaire (15) ; dans le même temps, à cette « anomalie positive généralisée des stations du sud, correspond un déficit généralisé des stations du nord, aussi bien en août qu'en septembre » selon J.P. Lahuec et M. Carn (75), la ligne de partage se situant vers 11° nord en août et vers 9° nord en septembre ; ce scénario est par ailleurs confirmé par l'étude de la convection qui révèle « un excédent d'occurrences en août... et en septembre... 1987 sur le golfe de Guinée » (75) ;

— * à l'échelle saisonnière dans le cas de l'hivernage 1987 « en prenant pour limite géographique le 10° parallèle nord, la pluviométrie apparaît globalement excédentaire dans la région sud... et déficitaire dans la région nord », selon J. Citeau et al. (76), avec toutefois des secteurs méridionaux déficitaires (cf. (15)).

Ce même scénario peut encore être appliqué aux « années 47, 49, 60, 66, 68 » qui présentent selon S. Janicot (74), un « déficit au nord de 10° nord, un excédent au sud » ; les « années 43, 45, 46, 50, 54, 56, 58, 61, 64, 65, 67 », illustrent par contre le schéma de la figure 6-b avec un « excédent au nord de 10° nord, et un déficit au sud » ; au type « a » (fig. 6) peuvent être encore rattachées les « années 41, 42, 44, 48, 70, 71, 72, 73 », caractérisées par un « déficit sur toute la région, et au type « b » (fig. 6) les « années 51, 52, 53, 55, 57 » caractérisées au contraire par un « excédent sur toute la région ». Ainsi au cours des années étudiées par S. Janicot (de 1941 à 1973), on peut distinguer deux situations de la ZIC : une position saisonnière moyenne « haute » ou plus septentrionale entre 1950 et 1965 et une position saisonnière moyenne « basse » ou plus méridionale avant et après cette période.

Il se confirme donc que la péjoration pluviométrique actuelle est associée à un glissement vers le sud de la structure ZIC, qui entraîne par contrecoup l'étirement de la structure FIT. L'analyse du « champ d'occurrence des nuages à sommet froid » qui traduisent principalement l'activité de la ZIC, analyse entreprise dans le cadre de la Veille Climatique Satellitaire (cf. notamment J.P. Lahuec et al. (77)) est à même par les études comparatives d'apporter une réponse à cette question fondamentale.

Telles sont encore les incertitudes attachées à la structure ZIC continentale de l'Equateur Météorologique, incertitudes associées à la nature propre de cette discontinuité, mais surtout au peu d'attention qui lui est accordée. Celles qui sont relatives au jet d'altitude n'apparaissent pas essentielles, mais il n'en est pas de même de celles qui concernent la dynamique de la partie active de l'Equateur Météorologique, dont la contribution pluviométrique est déterminante.

Conclusion

En résumé, en ajoutant toutes les incertitudes, toutes les contradictions et tous les problèmes analysés ci-dessus à ceux qui ne sont pas évoqués ici, il apparaît que la « sécheresse » sahélienne, et la péjoration pluviométrique générale en Afrique occidentale conservent encore le plus grand secret sur leurs origines... Un secret que « l'inadéquation des théories aux observations » et que les « schémas simplificateurs entre pluie, ZITC et SST » (températures marines de surface), selon les termes de J. Citeau et M. Carn (78), sont incapables de dévoiler, pas plus que les autres schémas entre pluie et albedo, ou JEA ou JET.

Dans la plupart des cas, le traitement des données d'observation, traitement de type « climatologique », n'aboutit en fait qu'à « redécouvrir » des processus moyens déjà connus, mais l'amalgame des données réalisé sans discernement, ainsi que des moyennes établies sur de longues périodes, aboutissent souvent à une redécouverte de moindre valeur, par rapport à l'observation réelle, en raison d'une perte importante d'information. Sont généralement retrouvées des covariations de paramètres, sans que soit appréhendée la logique des phénomènes ; les paramètres analysés, éléments d'un tout (retenus fortuitement ou d'après des schémas « classiques »), ne représentent en fait que des témoignages partiels d'un phénomène d'ensemble dont la cause est inconnue, cause commune que l'analyse est incapable de découvrir, parce que les données traitées ne la contiennent pas sachant que cette cause est extérieure aux éléments analysés.

Les conclusions de C.K. Folland et al. illustrent cette absence de relation directe entre deux séries de données (d'un schéma « classique »), respectivement : « les pluies sahéliennes et les températures marines de surface (TMS) mondiales » (79) ; les auteurs estiment que les « anomalies des TMS mondiales modulent la pluie d'été du Sahel », mais... par l'intermédiaire « de modifications de la circulation atmosphérique tropicale », cette « conclusion » constitue en fait une façon implicite de reconnaître l'absence de relation directe entre les paramètres analysés, ce qui ne surprend pas, sachant en particulier (en sus des arguments auparavant évoqués) « qu'après 1960-65 un réchauffement marqué des océans de l'hémisphère sud » (79), dans lesquels est principalement puisé le potentiel précipitable, aurait dû se traduire par une augmentation des pluies, et non l'inverse comme observé...

Comme le JET qui oblige à replacer l'analyse dans un espace géographique étendu, la structure ZIC de l'Equateur Météorologique souligne que les phénomènes ne peuvent être appréhendés que dans un cadre élargi.

En premier lieu dans le cadre de l'Afrique : sa migration vers le sud signifie-t-elle que toute la structure tropicale est entraînée simplement dans la même translation, le « décor » météorologique représenté par les coupes méridiennes saisonnières de la figure 7 glissant en bloc vers le sud ? On est tenté de le penser par exemple à l'examen du régime hydrologique de l'Ogooué à Lambaréné (dont les maxima se produisent en mai et en novembre, en étroite liaison avec le régime des pluies (cf. (3), carte 171), fleuve dont « les hautes eaux de mai montrent une tendance

continue à la baisse traduisant une modification climatique progressive du régime de la grande saison des pluies » (cf. G. Mahé et al. (80)), modification de même sens que dans les régions plus septentrionales tandis que « l'étude de la variabilité interannuelle des apports fluviaux au golfe de Guinée » révèle en outre la même évolution générale : « années 50 moyennes, apports excédentaires dans les années 60 et déficitaires depuis 1970 » (80).

Mais dans ses grandes lignes, l'évolution climatique en Afrique est synchrone dans les deux hémisphères, à l'échelle paléoclimatique comme à celle de l'actuel, ainsi que le montrent pour l'évolution récente les cartes reportées sur la figure 7, issues de S. Nicholson et D. Entekhabi (81). Ces cartes illustrent deux types de distribution spatiale de la pluie : en « a » les latitudes équatoriales connaissent un déficit relatif au cours des « conditions généralement humides de 1950-59 », tandis qu'en « b », ces mêmes régions équatoriales dans une bande plus étroite connaissent une augmentation de la pluviométrie au cours des « conditions généralement sèches de 1968-73 », amélioration aux effets prolongés confirmée par H. Flohn (82) en Afrique de l'est où le niveau du lac Victoria s'est brusquement élevé entre 1961 et 1964. La translation de la structure ZIC observée au nord est donc doublée de son corollaire au sud, si bien que l'amplitude de migration de la ZIC est, soit élargie : amplitude de type « a », avec un espacement dans le temps des deux saisons de pluie et une dispersion des apports, soit réduite : amplitude de type « b », avec un rapprochement des deux saisons de pluie et une relative concentration des apports (cf. fig. 7).

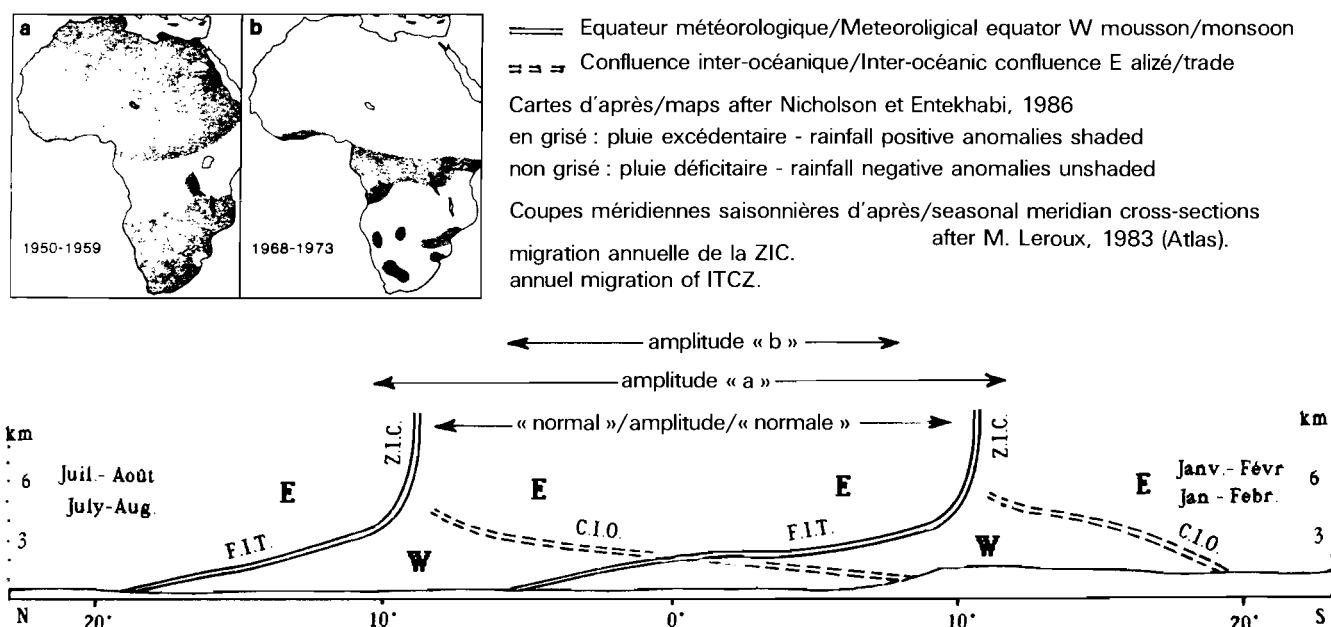


Figure 7. — **STRUCTURE VERTICALE DE L'EQUATEUR METEOROLOGIQUE VERS 25° EST.**
MEAN VERTICAL STRUCTURE OF METEOROLOGICAL EQUATOR NEAR 25° EAST.

La translation de la structure ZIC continentale dans les couches moyennes est toutefois quasi-indépendante des conditions de surface ou de basses couches ; sa dynamique ne peut donc être inscrite que dans le cadre de la circulation générale, dont elle est fortement dépendante, cadre que préconise R.P. Pearce (83) lorsqu'il remarque que « la variabilité interannuelle de la mousson ouest-africaine, comme celle de la pluviométrie africaine dans sa globalité, est principalement déterminée par des variations de circulation d'échelle planétaire ». Les coupes verticales de la figure 7 doivent par conséquent être insérées dans une perspective plus large...

Nous ne le ferons pas ici... (cf. M. Leroux (73) et (84). Rappelons toutefois que le cadre de la circulation générale permet de situer et de hiérarchiser les différents « témoignages » d'évolution de paramètres dans l'enchaînement et dans l'échelle des phénomènes. De très nombreux indices d'une modification importante du dynamisme atmosphérique peuvent être rapidement évoqués ; ils renseignent directement ou indirectement sur :

- * un renforcement du dynamisme de l'alizé continental de l'Afrique tropicale septentrionale où « les phénomènes de brumes sèches, de sables brassés et de vents de sable... sont devenus bien plus qu'occasionnels » (J.Y. Gac (85)), « transports de sable... qui semblent connaître une forte progression » (B. Bellec et B. Guillot (86)) ; l'efficacité morphogénétique des vents (également favorisée par la dégradation du couvert végétal) étant ainsi accrue selon M.F. Courel et Ph. Chamard (87) au point de pouvoir « modifier la physionomie d'un erg ».

- * une accélération similaire de l'alizé maritime, dans l'océan Atlantique où « l'intensification des alizés pendant les années 1970 »... « a culminé en 1983 constituant l'événement énergétique majeur » des 20 années observées (J. Servain et al. (88)) ; l'océan Pacifique enregistrant au cours de la période 1950-1981 un accroissement identique de la vitesse du vent (D.B. Whysall et al. (89), E.M. Rasmusson (90)).

Sachant que la strate inférieure de l'alizé est alimentée par les noyaux anticycloniques mobiles, issus eux-mêmes de la fragmentation des anticyclones mobiles polaires (M. Leroux (44)), ce diagnostic aérologique tropical invite à poursuivre l'enquête dans les zones extratropicales où de nombreux indices permettent également d'observer un dynamisme accru. Il apparaît donc que l'évolution climatique actuelle de l'Afrique tropicale s'inscrit dans un scénario de circulation atmosphérique caractérisée par une accélération générale, avec une stratification renforcée, dans laquelle l'aire de distribution des pluies tropicales se réduit (cf. M. Leroux (73) et 84)). Le décalage vers le sud et la réduction simultanée de l'amplitude annuelle de balancement de la structure ZIC semblent donc être planétaires.

Cette modification structurale explique en effet aisément, par exemple, dans le Pacifique oriental, la plus grande fréquence et la plus forte intensité depuis 1966 du phénomène « El Nino », qui se traduit par le décalage vers le sud de la zone des fortes précipitations ; elle explique encore la covariation entre ce phénomène et des « pluies supérieures à la normale... en Afrique de l'est équatoriale » (cf. Ropolewski et al. (91) et *fig. 7*), mais par contre la coïncidence avec des pluies inférieures à la normale dans le Sahel (cf. *fig. 31* in Global Climate System review (29)), ou le fait que « pendant la saison d'été d'une année à El Nino, la pluviométrie moyenne de la saison de mousson sur l'Inde est également inférieure à la normale » (J. Shukla (92)), ou bien le fait qu'en 1982-83 « la sécheresse en Afrique du sud-est était parmi les pires du siècle » (E.M. Rasmusson et Ph., A. Arkin (93)) ; elle rend également plus claire la « corrélation positive du Sahel » avec « l'ITCZ » de l'océan Atlantique, alors que « le Nordeste est négativement corrélé » (J. Servain et al. (88)), sachant que le déplacement vers le sud de la structure ZIC favorise les latitudes équatoriales (*fig. 7*), donc le Nordeste, mais pénalise les régions tropicales marginales, dont le Sahel...

Ces arguments fragmentaires, intégrant l'évolution climatique de l'Afrique dans le cadre de la circulation générale, seront précisés dans une étude ultérieure.

NOTES ET RÉFÉRENCES

- 1 - Ce qui pourrait répondre au souci exprimé par J. CITEAU, J.P. CAMMAS, Y. GOURIOU et B. GUILLOT : « Une analyse même sommaire de la circulation atmosphérique est indispensable pour compléter les schémas classiques d'interprétation de la pluviométrie dans l'ouest sahélien ». In Remarques sur la migration de la zone intertropicale de convergence en Atlantique, les températures de surface du golfe de Guinée, et la pluviométrie en Afrique de l'ouest sahélienne et au nord du Brésil. INQUA/1986, Dakar symposium « Changements globaux en Afrique », ORSTOM, coll. trav. et doc. n° 197, Paris 1986, 67-75.
- 2 - Lorsque ces trois conditions principales sont réunies, d'autres impératifs interviennent encore. Parmi eux, l'existence de noyaux de condensation, parfois mise en avant (cf. *), n'appartient pas à la même échelle que les trois conditions précitées. (* - Report on drought and countries affected by drought during 1974-1985, WCP-118, WMO/TD. N° 133, nov. 1986, page 3, in « 2. Causes of drought »).
- 3 - M. LEROUX, 1983 : Le climat de l'Afrique tropicale. Ed. H. Champion/Slatkine, Paris/Genève, t.1 : 636 p., 349 fig., t.2 : notice, 250 cartes.
- 4 - a) D. CADET et S.H. HOUSTON, 1985 : Precipitable water over Africa and the Atlantic ocean during the 1979 summer. b) D. CADET et N.O. NNOLI, 1985 : Water vapor transport during the 1979 african monsoon. Ext. abs., WMO reg. sc. conf. on Gate, Wamex and tropical meteorology in Africa (Dakar, dec. 1984), TMP rep. ser. n° 16, WMO Geneva, 33-40.
- 5 - ainsi par exemple J.P. PEIXOTO souligne l'existence d'un fort noyau de « divergence » (évaporation supérieure aux précipitations) au-dessus du delta intérieur du Niger ; cf. On the global water balance and the hydrological cycle, Trop. Met. in Africa, Nairobi 1960, pp. 232-243.
- 6 - Il s'agit ici naturellement des pluies dites estivales (ou tropicales), le déclenchement des pluies hivernales obéissant à d'autres processus, en s'inscrivant notamment dans un autre type de structure.
- 7 - M. LEROUX, 1986 : L'importance de la stratification aérologique de la troposphère tropicale. Tropical Meteorology, International School of meteorology of the Mediterranean, Roma/Erice, WMO/TD, Genève.
- 8 - Le terme « front », héritage de la transposition sous les tropiques d'un vocabulaire inadapté, n'évoque que la pente de cette discontinuité.

- 9 - M. LEROUX, 1988 : L'influence du comportement thermique d'une masse forestière sur l'établissement du champ de pression et sur la circulation de basses couches : l'exemple de la forêt guinéo-congolaise. Ass. Fr. Géog. Phys., colloque Biogéog., CNRS Paris 1988.
- 10 - A. DROCHON souligne la netteté des contrastes en précisant : « il n'y a pas d'échange entre les deux masses d'air ». cf. p. 13 in Données climatologiques au sol et en altitude pour la station d'Abidjan. Bur. Et. ASECNA, NTIS/DEM n° 55, Dakar 1976.
- 11 - Un axe d'inflexion de trajectoire, limite entre composantes W et E, vient en fait se confondre avec l'inversion d'alizé (cf. (3)).
- 12 - zone « D » du schéma alors présenté, in :
 - a) M. LEROUX, 1970 : La dynamique des précipitations en Afrique occidentale. Publ. Dir. Expl. Mét. n° 23, ASECNA Dakar, 111 fig., 282 p. ; b) M. LEROUX, 1972 : Climatologie dynamique de l'Afrique occidentale. Atlas International de l'ouest africain, IFAN Dakar, 8 pl. fig. et notice.
- 13 - W.M.O./WCRP, 1983 : Interannual variability of the tropical oceans and the global atmosphere (TOGA). WCP-49, p. 3.
- 14 - a) A. GUILCHER et P. PAGNEY, 1982 : Introduction aux actes du colloque sur les interrelations air-mer, 475-477.
b) M. LEROUX, 1982 : Températures marines et précipitations sur les littoraux de l'Afrique tropicale. 479-497. Colloque Endoume-Marseille, 7 mai 1982, Norois n° 116, oct.-déc. 1982.
- 15 - Ph. HISARD, 1987 : Les précipitations d'août 1987 sur la côte nord du golfe de Guinée. Veille Climatique Satellitaire n° 20, ORSTOM/CMS, Lannion, 37-42.
- 16 - B. GUILLOT, 1984 : Champs thermiques continentaux en septembre-octobre 1984 et bilan des saisons 1983-1984. Veille Climatique Satellitaire n° 4, ORSTOM/CMS, Lannion, 1985, p. 12-18.
- 17 - in Veille Climatique Satellitaire n° 5, ORSTOM/CMS, Lannion, 1985, p. 26.
- 18 - J.M. LOUGH, 1985 : Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in sub-saharan Africa and northern Brazil. M.W.R., in The Global Climate System : A critical review of the climate system during 1982-1984, CMS, WMO, Geneva, 1985.
- 19 - Y. TOURRE, 1985 : Relations entre la sécheresse en Afrique et les anomalies de la circulation générale. Ext. abs., WMO reg. sc. conf. on Gate, Wamex and tropical meteorology in Africa (Dakar, dec. 1984), TMP rep. ser. n° 16, WMO Geneva, 67-68.
- 20 - A. BAH, 1987 : Towards the prediction of Sahelian rainfall from sea surface temperatures in the Gulf of Guinea Tellus (1987), 39A, 39-48.
- 21 - J.P. PEIXOTO et A.H. OORT, 1983 : The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. Variations in the global water budget. A. Street-Perrott et al. Editors, D. Reidel Pub. Cy, Dordrecht, 5-66.
- 22 - R. DIOP, 1975 : Étude de la corrélation entre l'eau précipitable et l'eau précipitée au Cap-Vert (Sénégal) durant l'hivernage 1974. Mém. Dép. Mét. ENSUT Univ. Dakar (« ... l'eau précipitable contenue dans l'atmosphère est un mauvais prévisseur de l'eau précipitée... »).
- 23 - M.O. CAMARA, 1978 : Analyse des transferts de vapeur d'eau en Afrique occidentale et centrale. Mém. Dép. Mét. ENSUT Univ. Dakar (« Les mois d'été 1972 au Sahel ne se distinguent pas de ceux des autres années... », p. 16).
- 24 - B. POUYAUD, 1986 : L'évaporation, composante majeure du cycle hydrologique. Climat et développement, coll. colloques et séminaires, Ed. de l'ORSTOM, Paris 130-139.
- 25 - a) B.A. MONTENY et A. ZELLER, 1986 : Interactions végétation-atmosphère et leurs impacts sur les caractéristiques climatiques. Climat et développement, coll. colloques et séminaires, Ed. de l'ORSTOM, Paris, 157-166. —
b) B.A. MONTENY, 1986 : Forêt équatoriale, relais de l'océan comme source de vapeur d'eau pour l'atmosphère. Veille Climatique Satellitaire n° 12, ORSTOM/CMS, Lannion, 39-51.
- 26 - A. VITTORI, 1973 : Notes sur la sécheresse au Sénégal en été 1972. Publ. Dir. Exp. Mét. n° 28, ASECNA Dakar, p. 49.
- 27 - a) D. LAMBERGEON, 1977 : Relation entre la pluie et les pressions en Afrique occidentale. Publ. Dir. Epl. Mét. n° 57, ASECNA Dakar, p. 23. b) D. LAMBERGEON, 1982 : Possibilité de déterminer des probabilités de sécheresse et de les utiliser pour prendre des décisions. Proc. Techn. Conf. Clim. Africa, WMO/OMM, n° 596, WCP Geneva, 132-142.
- 28 - R.E. NEWELL et J.W. KIDSON, 1984 : African mean wind changes between sahelian wet and dry periods. Journ. Climat. n° 4, 27-33.
- 29 - d'après The Global Climate System, 1984-1986, CSM R84/86, WMO Geneva, p. 41.

- 30 - à l'échelle de temps actuelle, les variations de l'inclinaison de l'axe des pôles n'intervenant pas ici pour déplacer la latitude du maximum thermique associé au mouvement zénithal du soleil.
- 31 - Bur. Etud., 1973 : Opération Niger/ASECNA (ONA), 12-23 juillet 1972. Publ. hors-série de la Dir. de l'Expl. Mét., ASECNA, Dakar.
- 32 - a). Bur. Etud. 1974 : Opération Pré-Gate/ASECNA (OPGA), 1-10 août 1973. Publ. hors-série de la Dir. de l'Expl. Mét., ASECNA, Dakar. — b) Bur. Etud., 1975 : Opération Pré-Gate/ASECNA (OPGA), 1-10 août 1973, compléments d'analyse. Publ. hors-série de la Dir. de l'Expl. Mét., ASECNA, Dakar.
- 33 - Le programme EPSAT (Évaluation des précipitations par satellite), qui concerne tout particulièrement l'ORSTOM, pourrait permettre l'établissement d'une typologie précise des concentrations nuageuses.
- 34 - Il illustre notamment l'influence des « modes » dans le discours scientifique, l'impression de progrès se situant parfois dans l'adoption d'un vocabulaire « venu d'ailleurs »... vocabulaire en l'occurrence déjà ancien (cf. H. RIEHL, 1948 : Waves in the easterlies. Misc. rep. 17, Met. Dep. Chicago), et « modèle » déjà fortement critiqué (cf. G.D. ATKINSON, 1971 : Forecaster's guide to Tropical Meteorology. Air Weather Service, USAF, Tech. rep. 240, p. 7-3). Ainsi s'explique la surprenante conclusion de l'ONA selon laquelle existent « deux types de perturbations : les ondes d'est... et... les lignes de grains ou ondes rapides » (31), conclusion en contradiction flagrante avec l'observation directe. L'appellation « cloud clousters » a droit encore à quelque faveur... des prosaïques « amas nuageux » ne désignant pourtant rien de spécifique...
- 35 - M. LEROUX, 1976 : Processus de formation et d'évolution des lignes de grains de l'Afrique tropicale septentrionale. Rech. Clim. trop. n° 1, Cent. Rech. Clim. Trop. Afr. (CRCTA), Univ. Dakar, 159 pages, 21 fig., 105 cartes.
- 36 - Une même méthode (*) est appliquée, d'une part à l'analyse d'une ligne de grains « classique », celle de D. FAYE, 1978 : Étude d'une ligne de grains par la méthode composite (IUT Dép. Mét., Dakar), et d'autre part à l'étude d'une (prétendue) onde d'est, celle de M.A. BOKO, 1978 : Structure d'une onde d'est par la méthode composite (IUT Dép. Mét., Dakar). La dite « onde » n'est en fait qu'une très banale ligne de grains, rebaptisée pour la circonstance... (cf. M. LEROUX (3), p. 282). (*) - méthode « composite » proposée in R. J. REED, E.E. RECKER et D.C. NORQUIST, 1976 : The structure and energetic synoptic scale disturbance during phase III of Gate. Conf. on Hurric. and Trop. Met., Charlottesville, Va.).
- 37 - H. RIEHL, D. ROSSIGNOL, W. LUCKEFEDT, 1974 : Sur la structure et le maintien des lignes de grains de l'Afrique de l'ouest. Pub. Dir. Expl. Mét. n° 35, ASECNA, Dakar.
- 38 - R. REED, 1984 : Westward travelling synoptic-scale disturbances of the northern hemisphere summer in tropical Africa and the adjacent Atlantic. Ext. abs. WMO reg. sc. conf. on Gate, Wamex and tropical meteorology in Africa (Dakar, dec. 1984), TMP rep. ser. n° 16, WMO Geneva, 126-129.
- 39 - Selon « The Global Climate System » (*) une diminution du nombre des lignes de grains « pourrait résulter d'un affaiblissement du gradient thermique de basses couches sur l'Afrique de l'ouest », en raison d'une anomalie positive de la température marine dans l'Atlantique sud équatorial et tropical... Hypothèse aussi gratuite que simpliste, ...quelques degrés sur des milliers de kilomètres... étant sans commune mesure avec les processus de déclenchement des perturbations et la masse d'énergie mise en jeu... ((*). The Global Climate System, autumn 1948-spring 1986. CSM R84/86, WCDP, WMO, Geneva 1987, page 39).
- 40 - a) J. ALBERGEL, J.P. CARBONNEL et M. GROUZIS, 1985 : Sécheresse au Sahel, incidence sur les ressources en eau et les productions végétales, cas du Burkina Faso. Veille Clim. Sat., ORSTOM/COOP., Lannion, n° 7, 18-30. b) P. HUBERT et J.P. CARBONNEL, 1986 : Approches statistiques de l'étude des séries pluviométriques de longue durée de l'Afrique de l'ouest. INQUA/1986, Dakar symposium « Changements globaux en Afrique », ORSTOM, coll. trav. et doc. n° 197, Paris 1986, 199-202.
- 41 - M. LEROUX, 1974 : Le champ de vent en altitude en Afrique occidentale et centrale. Publ. Dir. Expl. Mét. n° 34, ASECNA, Dakar, 126 pages, 149 figures.
- 42 - T.N. KRISHNAMURTI révèle l'existence d'un « jet d'est de basses couches » du même type dans le nord de l'Australie en été austral (Tropical meteorology. Compendium of meteorology, vol. 2, part 4, WMO n° 364, Geneva 1979, p. 180). Le flux de mousson australienne est, comme en Afrique, surmonté par une structure FIT de l'Équateur météorologique.
- 43 - L'origine du « jet » est souvent expliquée par « le contraste méridien de masse d'air » (*) entre l'océan et le continent (* in the Global Climate System : A critical review of the climate system during 1982-1984, CSM, WMO, Geneva 1985, p. 27). L'explication paraît fort simpliste si l'on considère que le « jet » migre, bien que la cause supposée reste fixe, ou lorsqu'on l'applique à l'Afrique centrale où le substratum est totalement continental, ou lorsqu'on envisage la situation de décembre à février lorsque le JEA se trouve entre l'équateur et la basse-côte, c'est-à-dire au-dessus de l'océan, et surtout lorsqu'on réalise qu'entre le « jet » et le substratum s'intercale toujours le flux de mousson, de direction opposée...

- 44 - M. LEROUX, 1986 : L'anticyclone mobile polaire : facteur premier de la climatologie tempérée. Bull. Ass. Géog. Fr., Paris 1986-4, 311-328.
- 45 - P. SAGNA, 1984 : Le déplacement des noyaux de haute pression en Afrique de l'ouest. Trav. et Rech., Cent. Rech. Clim. Trop. Afr., Dép. Géog., Univ. Dakar.
- 46 - Une comparaison avec le « jet » de basses couches (ou plus banalement le mistral) de la basse vallée du Rhône peut être utilement établie. L'analyse des données de vent et de pluies fait apparaître une relation étroite évidente : les fortes valeurs du vent et les fortes valeurs de la pluie coïncident. Cette « relation » traduit simplement la covariation saisonnière, puisqu'en été les pluies sont rares et le mistral faible, alors que les pluies tombent en hiver, saison pendant laquelle les anticyclones mobiles polaires (A.m.P.) qui alimentent le mistral, connaissent leur puissance maximale (cf. 44). Cela ne signifie pas bien entendu qu'existe une dépendance directe entre ces deux éléments et que « la pluie est associée à un fort mistral » ou même que « le mistral favorise la pluie », l'observation directe et le suivi des phénomènes météorologiques démontrant naturellement le contraire ; le mistral et la pluie constituant des conséquences diverses d'une cause commune le lien de dépendance est extérieur à ces deux éléments (cf. M. LEROUX (44)). On pourrait encore ajouter (de façon tout aussi erronée) en considérant les eaux méditerranéennes que la pluie est associée aux eaux marines froides (hiver) mais que des eaux marines chaudes (été) « défavorisent » la pluie !...
- 47 - Soulignons que la théorie ondulatoire est tout à fait inapte à expliquer l'origine de ces noyaux d'accélération, mais qu'à l'inverse les « ondes d'Est » sont très aisément et très logiquement expliquées par ces pulsations dans la circulation d'alizé (cf. M. Leroux (3)).
- 48 - J. OTTERMAN, 1974 : Baring high-albedo soils by overgrazing : a hypothesized desertification mechanism. Science, 186, 531-533.
- 49 - F.K. HARE, 1983 : Climate and desertification, a revised analysis. WCP-44, WMO Geneva, p. 66.
- 50 - J. CHARNEY, 1975 : Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Phys. Bas. of Clim. and Clim. Mod., WMO-ICSU ser. n° 16, 171-176.
- 51 - R. KANDEL et M.F. COUREL, 1984 : Le Sahel est-il responsable de sa sécheresse ? La Recherche, vol. 15, N° 158, 1152-1154.
- 52 - J.C. OLIVRY, 1982 : Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégal et aux îles du Cap-Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). ORSTOM/Centre Dakar-Hann.
- 53 - J. WALKER et P.R. ROWNTREE, 1977 : The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. Quat. Jour. of Roy. Met. Soc., 103, 29-46.
- 54 - M.F. Courel, 1985 : a) Étude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Th. Paris, p. 373. b). 1986 : Albedo et pluies dans le Sahel. Jour. de Clim., Dijon, résumé.
- 55 - Tel est le cas dans les ouvrages de référence de T.N. KRISHNAMURTI, 1979 : Tropical meteorology. Compendium of meteorology, vol. 2, part 4, WMO n° 364, Geneva, p. 155, ou de S. HASTENRATH, 1985 : Climate and circulation of the tropics. D. Reidel Pub. Cy, Dordrecht, p. 151-160.
- 56 - La définition de la ZIC étant alors : « la ligne est-ouest dominante de convection maximale », in W.M. FRANK, 1983 : The structure and energetics of the east Atlantic intertropical convergence zone. Jour. of Atm. Sc. vol. 40, 1916-1929, (cité in (1)).
- 57 - L'existence d'une « double ZIC » signifierait (par définition) qu'existe un double Equateur Météorologique, c'est-à-dire deux axes de symétrie de la circulation générale de l'atmosphère... L'individualisation des discontinuités, et notamment de celles qui se situent sur l'océan et qui bénéficient de ce fait d'un potentiel précipitable accru et donc d'une plus grande densité nuageuse, ne peut reposer sur un critère unique, le critère visuel. Une analyse complémentaire (et indispensable) de la structure aérologique permettrait par contre d'enrichir la connaissance de la dynamique des pluies, en individualisant l'entité qui en est responsable. Lorsqu'est évoquée une « double ZIC » cela signifie-t-il, par exemple, qu'une structure de type « FIT actif » vient s'ajouter à la structure ZIC, comme on l'observe dans le sud-ouest de l'océan Indien entre la mousson malgache et l'alizé maritime de type 2 de la cellule des Mascareignes (M. Leroux (3)) ? Une telle différenciation structurale de l'équateur météorologique se réalise-t-elle également dans le nord-est du Brésil, où précisément « les mécanismes qui provoquent les précipitations... sont extrêmement complexes » (*), notamment en été austral lorsque la mousson amazonienne rencontre l'alizé maritime de type 2 de la cellule de Sainte-Hélène ? (**) M. MOLINIER et E. CADIER, 1986 : Les sécheresses du Nordeste brésilien. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol. vol. XXI, n° 4, 23-50).
- 58 - On parle ainsi de « pluies de mousson » pour désigner les pluies associées à cette structure, la ZIC n'étant toutefois pas individualisée. Soulignons l'impropriété de l'expression, la mousson n'étant qu'un vecteur d'eau précipitable (à ce titre les lignes de grains sont aussi des « pluies de mousson »), et non un facteur pluviogène comme le relief, les noyaux anticycloniques mobiles dans les lignes de grains ou, dans ce cas précis, la structure ZIC.

- 59 - Les exemples sont très nombreux, citons celui de la page 22 in *The Global Climate System : A critical review of the climate system during 1982-1984*, CSM, WMO, Geneva 1985 : « ... over the continent... the zone of converging low-level flow from the two hemispheres, namely the ITCZ », concept illustré par des cartes de surface sur l'Afrique.
- 60 - a) R. VAN ROIJEN et G. ALE, 1985 : Étude pluviométrique du Bénin de 1922 à 1984. Service de l'Hydraulique, Cotonou. b) E. BOKONON-GANTA, 1986 : Contribution à l'étude des sécheresses africaines récentes : le cas du Bénin et du Togo. *Jour. de Clim.*, Dijon, résumé.
- 61 - J. SIRCOULON, 1986 : La sécheresse en Afrique de l'ouest. Comparaison des années 1982-1984 avec les années 1972-1973. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol. vol. XXI, n° 4*, 75-86.
- 62 - On ne peut manquer de remarquer sur les cartes de distribution des « occurrences de nuages à sommet froid » présentées dans *Veille Climatique Satellitaire (*)* le rôle important joué par le relief en Afrique occidentale. Comme on peut s'y attendre en raison de leur vigueur, par le Fouta Djalon et la Dorsale guinéenne, par le rebord sud du plateau Bautchi, par l'imposante Dorsale camerounaise et par l'Adamawa, mais aussi dans une moindre mesure et de façon non négligeable par les monts du Togo et l'Atakora, pourtant plus modestes ; la télédétection confirme ainsi les hypothèses qui concernent l'originalité climatique bénino-togolaise et notamment l'influence du relief sur la dynamique des lignes de grains (cf. M. LEROUX (3)). (* voir par exemple la figure 1 page 18, in B. GUILLOT 1986 : Fronts et champs thermiques en Afrique de l'ouest, de mai à octobre 1986. *Veille Climatique Satellitaire n° 15*, ORSTOM/CMS, Lannion, 10-18).
- 63 - P. KOTESWARAM, 1958 : The easterly jet stream in the tropics. *Tellus*, 10, 43-57.
- 64 - a) H. FLOHN, 1964 : Investigations on the tropical easterly jet. *Bon. Met. Abh.*, 4, 1-69. — b) H. FLOHN et J.O. STRUNING, 1969 : Atmospheric circulation above Africa. part B, *Bonn. Met. Abh. n° 10*, 33-55.
- 65 - L'origine du jet est aussi expliquée par « le contraste océan/continent » (cf. (43))... ce qui paraît encore fort simpliste si l'on tient compte, par exemple de l'altitude du jet et de l'existence de circulations intercalées de direction inverse (un flux de mousson et un autre jet de couches moyennes), ou par exemple de la situation en avril lorsque le jet est situé au-dessus de l'océan...
- 66 - P.C. CHIN et M.H. LAI, 1974 : Monthly mean upper winds and temperature over southeast Asia and the western North Pacific. *Roy. Observ., Tech. Mem. 12*, Hong-Kong, 1-115.
- 67 - a) Une opinion tout à fait différente est exprimée par le « Climate System Monitoring » : « Dans l'atmosphère supérieure (200 mb-150 mb) et près de l'équateur, la divergence moyenne est telle qu'elle favorise la formation des lignes de grains au nord du JET »... page 27 in *The Global Climate System : A critical review of the climate system during 1982-1984*, CSM, WMO, Geneva 1985. — b) Dans le numéro de 1987, le jet est encore considéré comme « une des conditions d'une active formation des perturbations » dans la région sahélienne, et ainsi un jet faible devient un facteur défavorable à la pluviogenèse... in *The Global Climate System, autumn 1984-spring 1986*. CSM R84/86, WCDP, WMO, Geneva 1987, page 50.
- 68 - B. FONTAINE et al., 1986 : Irrégularité des pluies et dynamiques de l'atmosphère en Afrique de l'ouest : comparaison des périodes 1953-1963 et 1968-1975. INQUA/1986, Dakar Symposium : « Changements globaux en Afrique », ORSTOM, coll. trav. et doc. n° 197, Paris, 139-144.
- 69 - In *The Global Climate System : A critical review of the climate system during 1982-1984*, CSM, WMO, Geneva 1985, p. 26 et 27.
- 70 - T.C. CHEN et H. VAN LOON, 1987 : Interannual variation of the Tropical Easterly Jet. *Monthly Weather Review*, vol. 115, 1739-1759.
- 71 - D.A. MOOLEY et J. SHUKLA, 1985 : Variability and forecasting of the summer monsoon rainfall over India. Monsoon Meteorology, in *The Global Climate System, autumn 1984-spring 1986*. CSM R84/86, WCDP, WMO, Geneva 1987, page 46.
- 72 - J.E. KUTZBACH et B.L. OTTO-BLIESNER, 1982 : The sensitivity of the african-asian monsoonal climate to orbital parameters changes for 9000 years B.P. in a low-resolution general circulation model. *Jour. of the Atm. Sc.*, vol. 39, n° 6, 1177-1188.
- 73 - M. LEROUX, 1987 : L'interdépendance des phénomènes climatiques, la circulation générale de l'atmosphère. Sémin. « Le Quaternaire continental », Lab. Géol. Quat. CNRS Marseille/Luminy.
- 74 - S. JANICOT, 1985 : Analyse spatio-temporelle du champ des précipitations annuelles sur l'Afrique de l'ouest et l'Afrique centrale. *Veille Clim. Sat.*, ORSTOM/COOP., Lannion, n° 10, 32-44.
- 75 - J.P. LAHUEC, M. CARN, 1987 : Convergence intertropicale, l'intensité de la convection en septembre-octobre 1987, *Veille Clim. Sat.*, ORSTOM/COOP., Lannion, n° 20, 9-19, page 11.

- 76 - J. CITEAU, H. DEMARCO et J.C. BERGES, 1987 : Position de la zone intertropicale de Convergence à 28° W et température de surface de l'océan. *Veille Clim. Sat.*, ORSTOM/COOP., Lannion, n° 20, 3-8, p. 7.
- 77 - J.P. LAHUEC, B. BELLEC, D. DAGORNE, B. GUILLOT, A. NOYALET, C. SOULABAIL, 1986 : Convection intertropicale et pluviométrie. Essai de mise en relation pour l'Afrique de l'ouest, du 11 mai au 20 août 1985. *Veille Clim. Sat.*, ORSTOM/COOP., Lannion, n° 12, 13-19.
- 78 - J. CITEAU et M. CARN, 1986 : Position de la ZITC à 28° W et température de surface de la mer. Note complémentaire. *Veille Clim. Sat.*, ORSTOM/COOP., Lannion, n° 12, 3-5.
- 79 - C.K. FOLLAND, T.N. PALMER et D.E. PARKER, 1986 : Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-1985. *Nature* vol. 320, 602-607.
- 80 - G. MAHE, J.C. OLIVRY et J. LERIQUE, 1988 : La variabilité du régime des tributaires du golfe de Guinée : indice de crises ou de changements climatiques ? in J.C. OLIVRY : Géodynamique de l'hydrosphère continentale, Rapport scientifique 1983-1987, ORSTOM, 115-121.
- 81 - S. NICHOLSON et D. ENTEKHABI, 1986 : The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Archiv. für Meteor., Geophys. und Bioklim, Ser. A*, 34, 311-348. Les cartes de la figure 7 proviennent de la page 84 in P.D. TYSON, 1986 : Climatic change and variability in Southern Africa. Oxford Univ. Press, Cape Town.
- 82 - H. FLOHN, 1987 : East african rains of 1961/62 and the abrupt change of the White Nile discharge. *Palaeoecology of Africa*, vol. 18, A.A. Balkema, Rotterdam, 3-18.
- 83 - R.P. PEARCE, 1984 : The global circulation and the west african monsoon. Ext. abs., WMO reg. sc. conf. on Gate, Wamex and tropical meteorology in Africa (Dakar, dec. 1984), TMP rep. ser. n° 16, WMO Geneva, 22-30.
- 84 - M. LEROUX, 1986 : Les mécanismes des changements climatiques en Afrique. Changements globaux en Afrique durant le quaternaire. INQUA Dakar, Ed. ORSTOM, Trav. et Doc. n° 197, 255-260.
- 85 - J.Y. GAC, 1985 : Le phénomène des brumes sèches au Sénégal en 1984-1985. *Veille Clim. Sat.*, ORSTOM/COOP., Lannion, n° 7, 31-35.
- 86 - B. BELLEC et B. GUILLOT, 1985 : Brumes sèches et nuages de sable sur l'océan Atlantique et en Afrique de l'ouest. *Veille Clim. Sat.*, ORSTOM/COOP., Lannion, n° 6, 17-20.
- 87 - M.F. COUREL et Ph. C. CHAMARD, 1987 : Apparition de nouvelles formes dunaires dans l'Azawad et le Gourma septentrional (Mali). *Photo-Interprétation* n° 1987-3, fasc. 3, 25-33.
- 88 - J. SERVAIN et M. SEVA, 1987 : On relationships between tropical Atlantic sea surface temperature, wind stress and regional precipitation indices : 1964-1984. *Ocean-Air Interactions*, vol. 1, 183-190.
- 89 - K.D.B. Whysall, N.S. COOPER et G.R. BIGG, 1987 : Long-term changes in the tropical Pacific surface wind field. *Nature* vol. 327, 216-219.
- 90 - E.M. RASMUSSEN, 1987 : Tropical Pacific variations. *Nature*, vol. 327, 192.
- 91 - C.F. ROPELEWSKI et M.S. HALPERT, 1987 : Global and regional scale precipitations patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, vol. 115, 1606-1626.
- 92 - J. SHUKLA, 1984 : Mechanisms for tropical variability. WMO symposium on meteorological aspects of tropical droughts, Brazil. TMP report series n° 15, WMO, 81-86.
- 93 - E.M. RASMUSSEN et Ph. A. ARKIN, 1984 : El Nino/Southern Oscillation and large-scale tropical drought. WMO symposium on meteorological aspects of tropical droughts, Brazil. TMP report series n° 15, WMO, 71-76.

Leroux M. (1988)

La variabilité des précipitations en Afrique occidentale :
les composantes aérologiques du problème

Veille Climatique Satellitaire, (22), 26-45

ISSN 1144-2026