

LES CYCLONES TROPICAUX DES MARS MALGACHES

Mise au point

par

G. DONQUE

Le S.W. de l'Océan Indien et le Canal de Mozambique sont affectés, en été surtout, par des perturbations cycloniques plus ou moins creusées et de faible diamètre que l'on classe selon la forme des vents qu'elles déterminent, en :

— « Perturbations tropicales » ou « faibles dépressions tropicales » quand le vent maximal reste inférieur à 35 kts (= 61 km/h) ;

— « Dépressions tropicales modérées » si le vent maximal est compris entre 36 et 47 kts (62-87 km/h) ; les services météorologiques lancent alors un « avis de coup de vent » ;

— « Cyclones tropicaux » ou encore « fortes dépressions tropicales » lorsque le vent maximal est de 48 à 63 kts (88-117 km/h) ; ils justifient un « avis de tempête » ;

— « Cyclones tropicaux intenses » si le vent maximal dépasse 64 kts (118 km/h) ; on émet alors un « avis d'ouragan ».

Depuis 1967, Madagascar dispose d'appareils A.P.T. (Automatic Pictures Transmission) permettant de recevoir les photos transmises par les satellites météorologiques américains. Le premier a fonctionné à la station de la NASA à Imerintsiatosika puis le Service Central de la Météorologie de Tananarive, à Ampandrianomby et l'ASECNA à Ivato en furent dotés. Des appareils similaires fonctionnent dans les pays voisins et notamment à la Réunion. Les transmissions ont lieu deux fois par jour lors de l'entrée du satellite dans la zone de réception de la station. Le secteur d'acquisition des stations malgaches et réunionnaises couvre un immense domaine essentiellement océanique s'étendant

(*) Les services météorologiques sont tenus, par convention internationale, d'employer ces critères. Avant 1953, dans le S.W. de l'Océan Indien, on distinguait seulement : les « cyclones faibles » à vents inférieurs à 100 km/h ; les « cyclones modérés » à vents compris entre 100 et 120 km/h ; les « cyclones forts » à vents supérieurs à 120 km/h. Par vitesse du vent, il faut entendre la « vitesse moyenne du vent mesurée ou estimée sur dix minutes ».

Dans la suite de cette étude, afin d'éviter de fastidieuses répétitions, nous emploierons indistinctement cyclone, dépression, perturbation, météo..., sans référence (sauf exception signalée) à la force des vents ou à la classification internationale.



dant des côtes est-africaines jusqu'à 80°E et de l'Inde aux terres australes. ESSA 8, lancé il y a plus de cinq ans et qui avait succédé aux TIROS, ITOS, NIMBUS et autres ESSA, a été complété par NOAA 2 et NOAA 3 qui prennent des photos de nuit à l'infra-rouge. La modification prochaine du matériel de réception devrait pouvoir permettre de réaliser l'anamorphose des photos des NOAA. On conçoit tout l'intérêt de ces photos sur l'analyse desquelles se fondent aujourd'hui non seulement la prévision mais aussi l'étude théorique des cyclones tropicaux. Elles permettent de déceler immédiatement la formation tourbillonnaire au stade de sa naissance, de suivre son évolution ou de constater son avortement, de prévoir sa trajectoire, etc. L'assistance à la navigation aérienne et maritime s'en est trouvée grandement améliorée (1).

L'expérience a très tôt prouvé que des perturbations de même intensité possédaient toutes les mêmes formes nuageuses vues de satellite : ainsi, par exemple, toute perturbation présentant une organisation nuageuse spiralée et un œil visible s'accompagne de vents supérieurs à 64 kts et entre donc dans la catégorie des « cyclones tropicaux » proprement dits. Les schémas de la classification américaine ont dû cependant être revus, corrigés, adaptés pour l'hémisphère austral. Ils se présentent ainsi (2) (Fig. 1) :

— Phase A : la photo ne montre aucune ligne ou bande nuageuse incurvée mais uniquement des nuages grossièrement rectilignes et plus ou moins parallèles ; la plupart du temps il s'agit alors, aux basses altitudes, de la zone de C.I.T. dans laquelle il est difficile de détecter et d'isoler une masse nuageuse distincte pouvant être l'amorce d'un tourbillon.

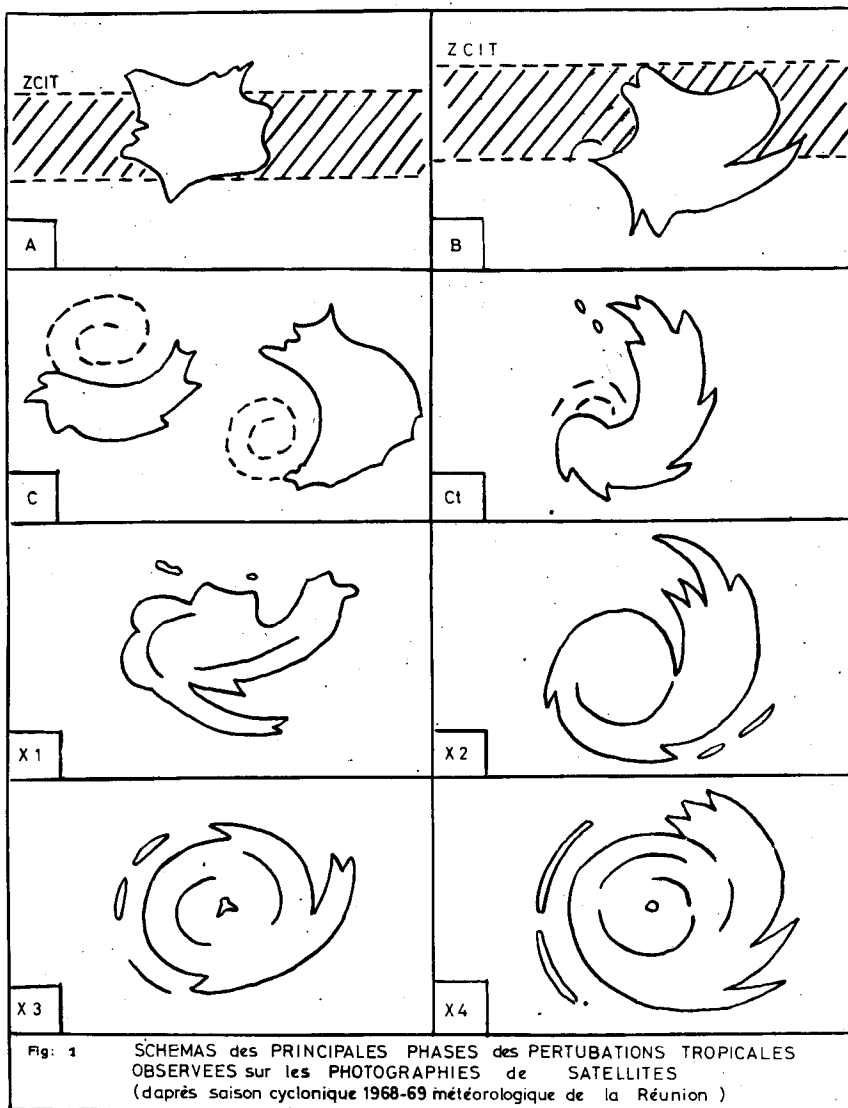
— Phase B : des lignes ou des bandes faiblement incurvées apparaissent sur les photos mais le centre d'organisation demeure indéfini.

— Phases C et C+ : on décèle une bonne organisation des lignes ou des bandes incurvées autour d'un centre défini mais extérieur à la masse nuageuse de la Z.C.I.T. Cette phase constitue une phase évolutive mais aussi un stade régressif puisqu'on l'observe habituellement au moment où le cyclone tropical s'intègre dans une perturbation du front polaire.

— Phases X : ces phases sont décomposées en catégories. Dans la catégorie I, les bandes spiralées restent encore faiblement organisées. L'organisation se précise en catégorie II : le centre apparaît dans une masse nuageuse compacte ; l'expérience révèle une grande fréquence de cette catégorie dans l'Océan Indien (plus de 25 % des cas). Dans la catégorie III, les bandes deviennent modérément concentriques et on distingue un œil de forme plus ou moins régulière. Enfin, la catégorie IV correspond à la phase de plus grande activité de la perturbation : haut degré de concentricité des bandes, œil circulaire bien défini ; cette sous-phase semble avoir une vie brève (un ou deux jours au maximum). Les deux catégories III et IV ressortissent des cyclones ayant atteint leur stade de maturité. La phase X-3 est aussi souvent le stade terminal de cyclones n'atteignant pas le seuil de « cyclone tropical intense ». Après la phase X-4, il se produit souvent une dégénérescence très rapide.

(1) METEOROLOGIE NATIONALE, Service de la Réunion : Satellites météorologiques et assistance à la navigation maritime, 26 p., 10 cartes ou graph., 6 ph., Saint-Denis, mai 1968.

(2) OLIVIER V.C. : Tropical storm classification system, Document du B.E.S.C., juin 1968.



Très schématiquement, on peut attribuer les durées suivantes aux différentes phases :

- Phases A, B, C = phases de développement = 5 jours
- Phases X = phases de maturité = 3 jours
- Phases de retour C = phases de dégénérescence = 5 jours

Il faut noter que le nombre de perturbations atteignant la phase X est très variable selon les années : 9 sur 14 pour la saison 1968-1969 ; 1 sur 8 pour 1969-1970 ; 10 sur 14 pour 1970-1971 ; 1 sur 8 en 1973-1974.

La perturbation étant classée, il est possible à l'aide d'abaques et connaissant ses dimensions, d'estimer la force de ses vents, la pression minimale au centre... donc de la décrire.

1. DESCRIPTION DU CYCLONE TROPICAL DES MERS MALGACHES

Le cyclone tropical du S.W. de l'Océan Indien et du Canal de Mozambique ne semble guère différer fondamentalement des phénomènes analogues connus sous des noms divers (typhons, hurricanes, baguios, willy-willies...) que l'on rencontre aux latitudes tropicales dans les parties Est des océans. Il se caractérise en surface par une forte baisse de pression avec isobares grossièrement concentriques qu'accompagnent des vents forts tournant dans le sens des aiguilles d'une montre (sens cyclonique pour l'hémisphère Sud), des précipitations abondantes, des nuages épais..., autant de traits qui disparaissent ou s'atténuent dans la zone centrale appelée « œil » tandis que la structure verticale superpose à la forte dépression des basses couches une zone de divergence en altitude, les deux champs étant reliés par un puissant flux ascensionnel. Il n'existe pas de cyclone type (*) : on n'a affaire qu'à des individus dont les caractéristiques varient de l'un à l'autre et, à l'intérieur de chacun d'eux, selon son degré d'évolution (cyclone en voie de formation, cyclone jeune, cyclone mûr, cyclone en voie de comblement, etc.). Mais un certain nombre d'éléments, connus depuis longtemps, se retrouvent toujours en surface ou en altitude.

A. Les éléments de surface :

Le cyclone tropical se définit avant tout comme un système fermé de basses pressions dont le diamètre varie de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres. Son passage sur une station se traduit par un barogramme caractéristique en forme de V (Fig. 2). L'approche du météore entraîne une baisse de pression de l'ordre de 5 à 10 % au-dessous de la moyenne, indice

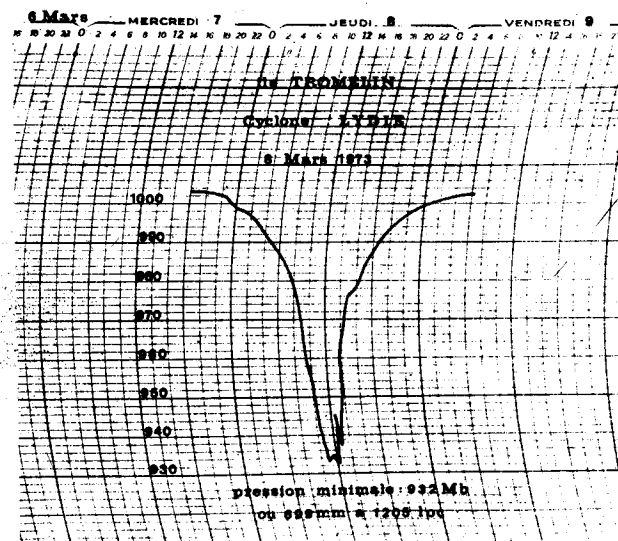


Fig. 2. — Barogramme caractéristique d'un passage cyclonique tropical.

(*) Le P. Poisson disait : « il n'existe ni trajectoire moyenne ni cyclone-type : on ne rencontre jamais que des ouragans à traits individuels ».

important dans la zone tropicale où les variations barométriques restent généralement faibles. En même temps, la marée barométrique s'altère. Les minima barométriques records observés par exemple aux Philippines ou aux Antilles (*) n'ont jamais été égalés dans le S.W. de l'Océan Indien.

Dans cette zone, les plus basses pressions ont été enregistrées à Tromelin (932,0 mb le 8 mars 1973, à 12 heures locales, cyclone Lydie), à Rodrigues (933,4 mb le 29 mars 1968 à 1130 T.U., cyclone Monique), à l'îlot Avocaire à 21 km au S.E. de Saint-Brandon (940 mb le 24 janvier 1948), à Tamatave (940 mb le 3 mars 1927), à Saint-Brandon (942 mb le 26 février 1960), etc... Des pressions inférieures à 980 mb ont souvent été notées :

- Rodrigues : 976,2 mb le 11.12.63 (cyclone Amanda) ; 978,1 mb le 23.12.67 (Carmen) ; 973,0 mb le 18.2.72 (Fabienne).
- Maurice : 970,6 mb le 14.1.67 à Ile Plate (Gilberte) ; 951,0 mb le 6.1.75 (Gervaise) et même 942 mb en février 1960 (Carol).
- Réunion : 955,3 mb le 10.11.44 à Saint-Denis.
- Tromelin : 949,6 mb le 25.3.59 ; 961,5 mb les 24 et 25.1.56.
- Europa : 971,4 mb le 26.1.68 (Georgette).
- Madagascar : 960,0 mb le 31.1.26 à Vatomandry ; 960,0 mb le 5.2.50 à Antalaha ; 961,0 mb le 12.2.43 à Tamatave ; 967,0 mb le 25.3.59 à Mananara-Nord, etc...

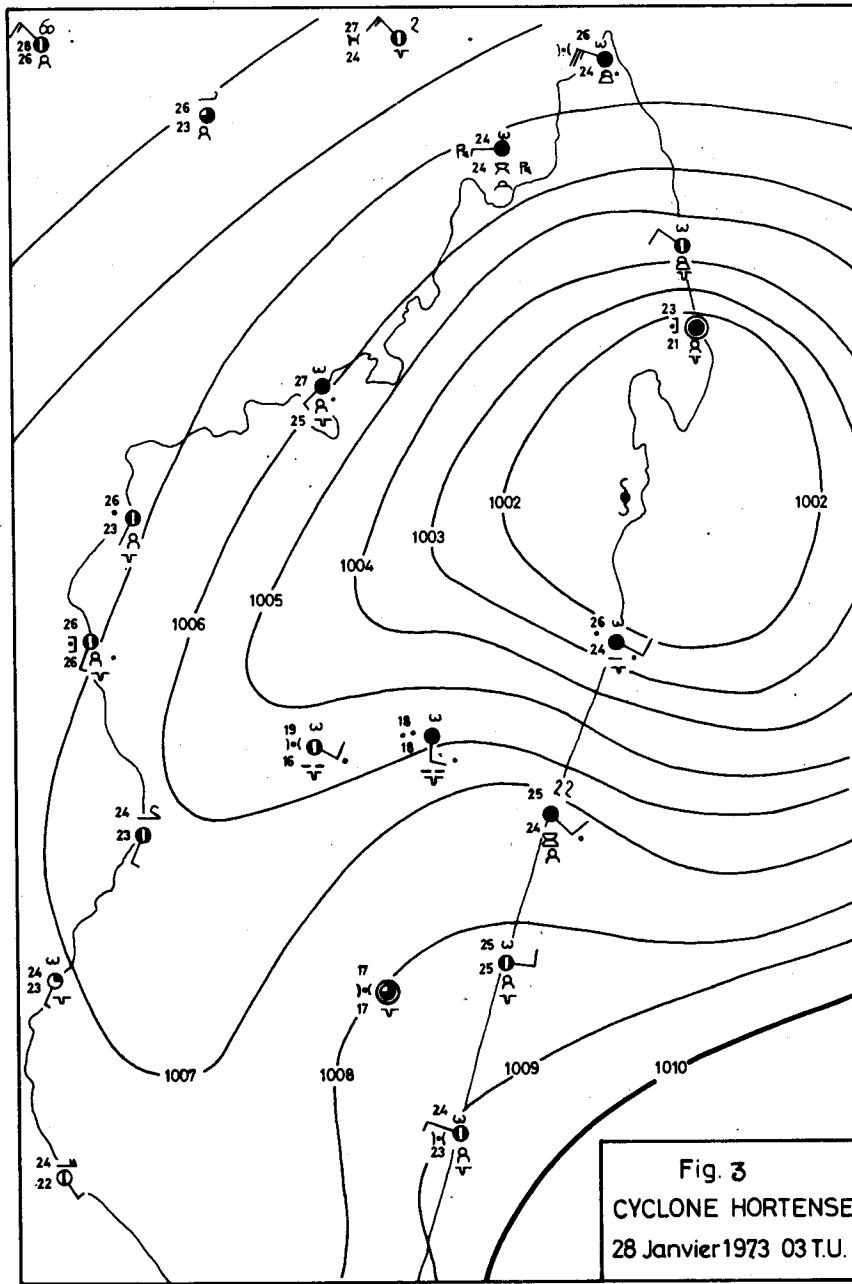
La baisse barométrique devient très rapide dans les trois heures environ précédant le passage du centre ; le minimum a lieu quand parvient l'œil ; la remontée se fait rapidement avec l'éloignement de ce dernier.

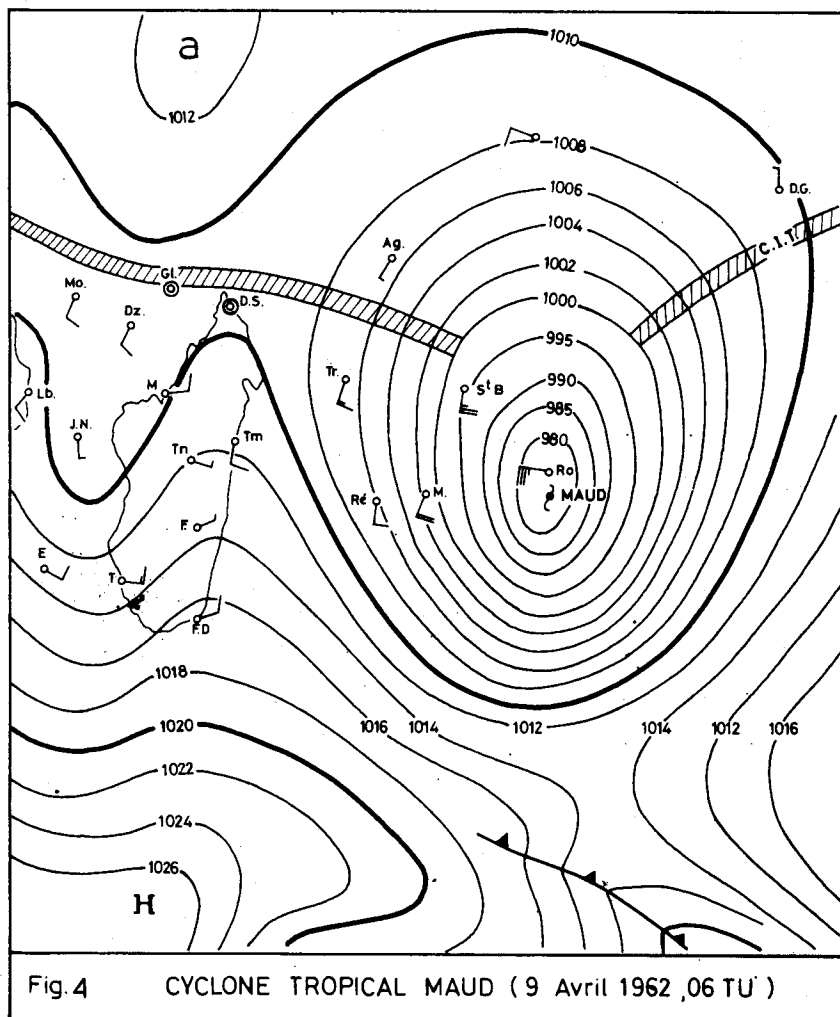
En surface les isobares sont grossièrement circulaires bien que sur terre parfois, déformées par le relief (Fig. 3). Elles sont d'autant plus resserrées que le centre est proche : c'est dire que le gradient de pression croît au voisinage de ce dernier (Fig. 4). C'est sur la gauche de la trajectoire, du côté des hautes pressions indiennes, qu'elles sont en général le plus serrées. Mais l'analyse du champ barique de surface reste insuffisante pour déceler le météore à ses débuts : celui-ci est alors de dimensions trop restreintes pour être perçu autrement qu'à l'aide des photos de satellites. Néanmoins, une baisse barométrique même faible et l'altération de la marée barométrique sont considérées comme des signes précurseurs.

Les vents tournent dans le sens direct, soufflant en rafales et d'autant plus fortement qu'ils sont au voisinage du centre (Fig. 4). Les plus violents se trouvent près de l'axe joignant le centre de la dépression au centre de l'anticyclone le plus proche. Cette zone de vents forts ne coïncide pas forcément avec ce que les marins appellent le « demi-cercle dangereux », celui dans lequel le vent tend à entraîner le navire vers l'avant du centre et qui, dans l'hémisphère Sud, se situe sur la gauche de la trajectoire.

(3) JORDAN C.L. : Marked changes in the characteristics of the eye of intense typhons between the deepening and filling stades, *Journal of Meteorology*, Vol. 18, N° 6, décembre 1961, pp. 779-789.

(*) La pression la plus basse au niveau de la mer semble avoir été relevée le 24 septembre 1958 lors du cyclone Ida, à 600 miles au N.W. de Guam : 877 mb (3).





Aux abords immédiats du centre, le vent devient tangent aux isobares mais souffle alors très irrégulièrement. On a soutenu que la composante des vents n'était pas la même selon les quadrants : dans l'hémisphère Sud, les vents du secteur arrière gauche souffleraient plus directement vers le centre avec une composante plus grande à travers les isobares ; dans le secteur avant gauche, ils resteraient tangents aux isobares ; enfin, dans les deux quadrants de droite, ils auraient des composantes assez semblables. En fait, la composante des vents semble très variable d'un cyclone à l'autre et, dans un même cyclone, en fonction de son âge. Parfois, la dissymétrie de structure est très nette. Ainsi, dans le cyclone Jane le 29 avril 1964, au N.N.E. de Saint-Brandon, on a observé une rapidité plus grande du flux dans la partie Ouest (commandée par des pressions plus élevées sur Madagascar) qu'a dans la partie Est (en raison des faibles pressions régnant sur les Chagos). D'une manière générale, il semble que les vents les

plus forts soient du côté polaire de la trajectoire, cela en rapport avec le resserrement des isobares sur la bordure des hautes pressions indiennes (cas par exemple très net dans le cyclone Betty de décembre 1963). De plus, sur le côté gauche, le mouvement de translation du météore s'ajoute à la vitesse relative du vent par rapport au centre tandis qu'il doit s'en retrancher sur l'autre bord (dans le cas, bien entendu, d'une trajectoire Est-Ouest). Enfin, la dimension de la zone des vents d'ouragan varie elle aussi selon la phase d'évolution, la pression minimale au centre, etc. La fig. 5 montrant la trajectoire du cyclone Georgette (10 janvier-2 février 1968) délimite les zones où le vent a soufflé à plus de 30, de 50 et de 100 km/h et la fig. 13 (cyclone Iris) met en évidence les secteurs où les vents ont atteint 74 km/h.

La température de surface de la mer reste à peu près constante autour du cyclone bien que l'on observe parfois une très légère décroissance vers le centre en rapport avec la densité de la couverture nuageuse qui gêne le rayonnement solaire. La température pseudo-adiabatique potentielle demeure elle-même sans changement marqué : pratiquement, il n'existe pas de différenciation de masses d'air et Duvergé le reconnaissait déjà qui écrivait : « le brassage est si intense que l'on ne peut plus parler de front à l'intérieur de la tempête » (4). La masse d'air cyclonique se caractérise par une température de surface élevée (au moins 26°C) ainsi que par son degré hygrométrique saturé ou voisin de l'état de saturation (Fig. 9A). Bien entendu, la source de cette forte humidité est la mer dont la surface agitée et les masses d'eau projetées représentent une surface de contact beaucoup plus étendue entre l'air et l'eau que la simple aire horizontale du météore : cela rend possible le très rapide transfert de chaleur latente et de chaleur sensible de l'océan vers l'atmosphère (5). Vers les limites extérieures, l'agitation de l'eau étant moindre, le processus de transfert de chaleur cesse d'être aussi efficace. Quand le cyclone passe sur terre, sa source d'approvisionnement en vapeur d'eau étant tarie, il s'affaiblit et peut se combler.

D'importantes formations nuageuses accompagnent le cyclone. Dans la plupart des cas, leur organisation est à peu près symétrique par rapport au centre et la succession s'établit ainsi à partir de la périphérie : cirrus et cirrostratus s'épaississant en altocumulus et altostratus ; puis, les nuages d'instabilité deviennent plus nombreux et leur base est de moins en moins haute ; autour de l'œil, des cumulonimbus en bandes, soudés entre eux, s'enroulent en spirales. En haute altitude, divergent des cirrus.

Les précipitations qu'engendrent ces formations nuageuses peuvent être abondantes (voir ci-dessous, chap. IV). Les plus intenses semblent se situer du côté polaire. A Madagascar, un fait sur lequel, nous reviendrons, mérite d'être d'ores et déjà noté : il arrive qu'un cyclone se déplaçant sur l'Océan Indien donne de fortes pluies sur l'Ouest tandis qu'au contraire certains évoluant sur le Canal de Mozambique engendrent des maxima sur les régions orientales.

(4) DUVERGE P. : Les cyclones de la saison 1948-1949 à Madagascar, *Mémorial de la Météorologie Nationale* N° 36, Paris, 1951, 111 p., 46 fig., 2 h.t. ; voir p. 98.

(5) RIEHL H. : Tropical meteorology, McGraw Hill Book Co Ltd, London, 1954, 392 p., biblio. ; voir p. 287.

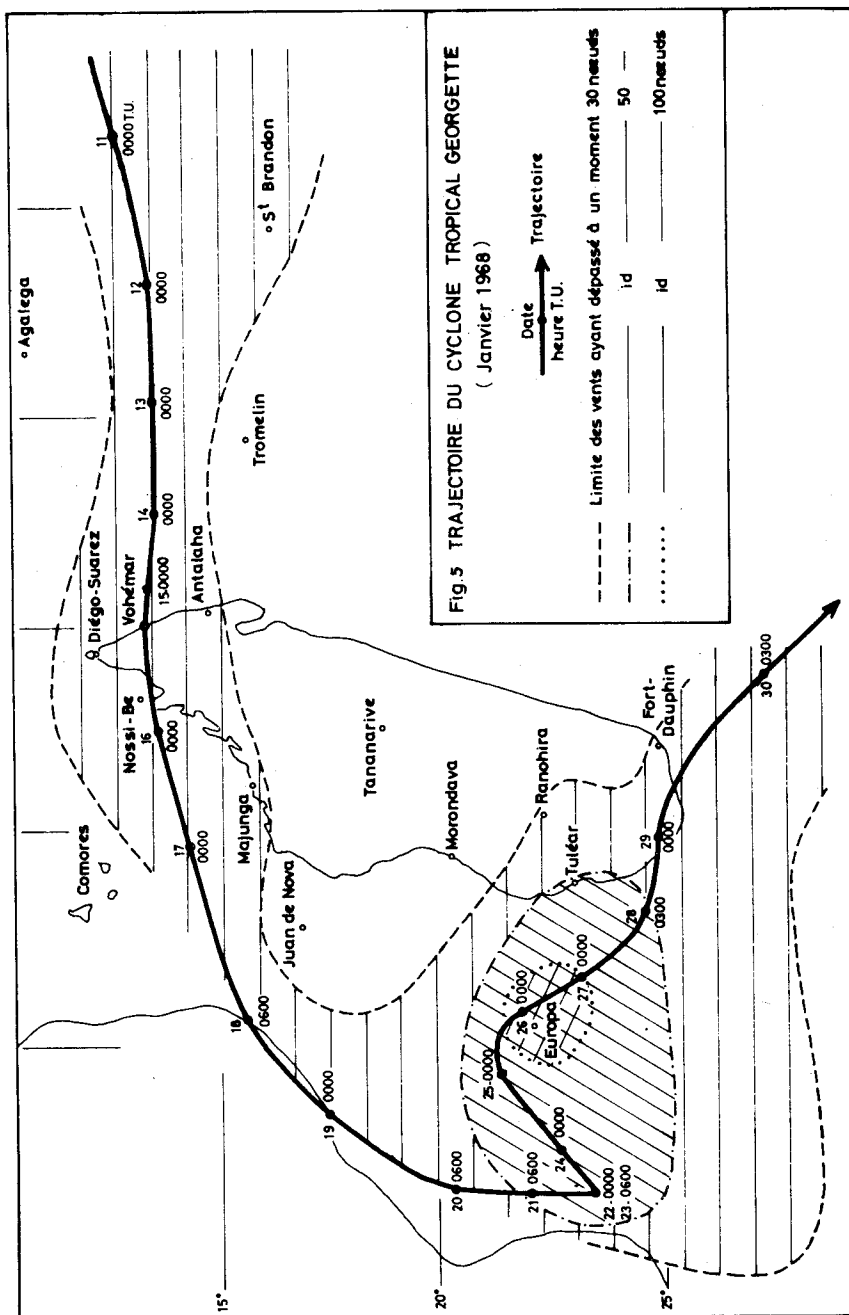


Fig.5 TRAJECTOIRE DU CYCLONE TROPICAL GEORGETTE
(Janvier 1968)

Signalons aussi que c'est souvent quand le cyclone est en voie de comblement que les pluies s'intensifient. Enfin, bien entendu, quand un cyclone stagne sur une région, les pluies prolongées peuvent causer de graves inondations (Fig. 14).

Tonnerres et éclairs sont rares dans les parties voisines du centre, plus nombreux dans le secteur arrière ainsi qu'en début ou en fin de passage cyclonique ou encore dans les cumulonimbus isolés sur les marges de l'ouragan. Orages et grains sont plutôt observés à la périphérie, surtout près de la zone des vents les plus faibles et spécialement dans les phases de développement et de comblement.

Tous ces éléments de surface et des couches inférieures de l'atmosphère que nous venons de décrire sommairement, se modifient dans la zone centrale, l'œil, dont l'analyse demandera une étude séparée après celle de la structure verticale.

B. La structure verticale :

Très tôt d'importantes controverses ont eu lieu à propos de l'épaisseur du cyclone tropical. Certains pensaient que l'altitude de ces météores ne dépassait pas 3 000 m et donc que la zone des cirrus au-dessus d'eux n'était point perturbée. D'autres, au contraire, constatant que des cyclones parvenaient à se reformer en arrière de hautes montagnes, leur attribuaient une épaisseur pouvant atteindre la tropopause de telle sorte que les cirrus semblaient diverger du centre et suivre le déplacement de celui-ci. Le P. Poisson leur supposait une hauteur moindre quoique considérable. Haurwitz a montré théoriquement (9) qu'un cyclone mûr pouvait s'étendre sur toute l'épaisseur de la troposphère. L'expérience prouve que dans le S.W. de l'Océan Indien, bien des cyclones mûrs dépassent 6 000 m de hauteur. Chez ceux-ci, les photos de satellites montrent les « cirrus en panache » (« cirrus out-flow ») témoignant d'un écoulement de l'air vers l'extérieur c'est-à-dire de la divergence d'altitude (cas très net chez Dany le 1er février 1969 à 05 T.U. en phase X3). Il est cependant à noter qu'on a pu voir à Madagascar des cirrus ne divergeant pas en rayon autour du centre cyclonique mais au contraire se déplaçant dans le sens de la marche du météore comme si le courant supérieur de l'atmosphère guidait celui-ci : des cirrus d'Est ont pu être observés à Tamatave alors qu'un cyclone venant de la Réunion frappait Mananjary (10).

-
- (6) CHAUSSARD A. et LAPLACE L. : a) Les cyclones du Sud-Ouest de l'Océan Indien, *Mémorial de la Météorologie Nationale* N° 49, Paris, 1964, 161 p., 60 fig. (monographies de cyclones de 1911 à 1960, théorie de formation) ; voir p. 11.
 b) Les perturbations dans le Sud-Ouest de l'Océan Indien, saison chaude 1958-1959, *La Météorologie*, N° 56, oct.-déc. 1959, pp. 323-366, 23 cartes, 4 diagr.
- (7) METEOROLOGIE NATIONALE, Service de la Réunion : Cyclone tropical Denise (3-11 janvier 1966), 21 p., 5 pl. h.t., 12 cartes et fig. ; voir p. 14.
- (8) SERVICE METEOROLOGIQUE DE MADAGASCAR : Rapport technique sur la dépression tropicale Iris (17 au 25 janvier 1965), Tananarive, sans date, 32 p., 20 cartes, ronéoté.
- (9) HAURWITZ B. : *Journal of Marine Research*, N° 3, 1940, pp. 254-267.
- (10) Lettre inédite de J. Thomas, directeur du Service Météorologique de Madagascar, au capitaine du port de Tamatave en date du 9 juin 1934.

L'existence d'une divergence en haute altitude avait été pressentie par de vieux auteurs : en 1898, Vines énonçait la « loi générale des courants cycloniques aux diverses altitudes » (11) et, l'un des premiers, établissait un schéma de la structure verticale qui superposait à la convergence des basses couches une zone de divergence en moyenne ou haute troposphère. Algué (12), dès 1897, considérait le mouvement interne de rotation et de translation cycloniques comme une immense spirale ascendante, convergente par le bas, divergente par le haut. Etudes théoriques et observations de la haute troposphère s'accordent aujourd'hui pour conclure à l'existence en haute altitude d'une circulation anticyclonique, à hauteur variable mais toujours au-dessous de la tropopause (qui, dans nos régions, se situe en moyenne, en été, vers 75 mb). Et l'épaisseur de la circulation cyclonique semble d'autant plus forte que la dépression des basses couches est plus creusée mais qu'également, au-dessus, la divergence est plus accentuée : la disparition de cette zone supérieure de divergence conduit au comblement du cyclone (cas bien mis en évidence pour le cyclone Judy à partir du 8 février 1965). A l'intérieur de la zone perturbée, il existerait une sorte de stratification : à la base une couche à mouvements convergents vers le centre et convectionnels au voisinage de celui-ci ; au-dessus, une couche neutre où le mouvement ascendant se poursuit mais sans accélération ; plus haut, une couche de freinage qui ralentit l'ascendance et fait diverger l'air latéralement. Il semble bien que lorsque le cyclone n'atteint pas la tropopause, les couches sub-stratosphériques ne soient point troublées. Dans l'Océan Indien il apparaît nettement aujourd'hui que les hautes pressions d'altitude déterminant une instabilité à grande échelle ne soient autre chose qu'une cellule de l'anticyclone subtropical décalé dans les hautes couches de l'atmosphère.

Ainsi, la considération de la structure verticale permet de schématiser celle-ci de la manière suivante : de puissants mouvements verticaux près du centre déterminent un flux ascensionnel ; en altitude, la zone de divergence évacue l'air au loin et la force de Coriolis communique alors à ce dernier une courbure anticyclonique ; toujours en altitude, à la périphérie de la zone de divergence, l'air s'affaisse et, au voisinage de la surface, il redevient convergent et est dirigé par la force du gradient de pression sur le minimum barométrique, la force de Coriolis imposant alors une courbure cyclonique. Le mouvement une fois né s'entretient grâce à l'énorme énergie potentielle de l'océan (13).

C. L'œil du cyclone :

L'existence d'une zone de calme et de ciel clair au centre même du météore a retenu l'attention de tous les observateurs. A la limite intérieure de cette zone, les précipitations cessent, le ciel se dégage, le vent décroît jusqu'à céder la place à un calme parfois parfait. Beaucoup décrivent l'atmosphère de cet œil comme « oppressive », « déprimante », « suffocante »... mais Dunn fait remarquer qu'il s'agit là d'une réaction physiologique due à la rapidité du passage entre les conditions perturbées et celles du calme.

(11) VINES B. : Cyclonic circulation and translatory movement of the west indian hurricanes, Washington, 1898.

(12) ALGUE J. (de) : Les cyclones aux Philippines et dans les mers de Chine, *Annales d'Hydrologie 1899*, Tome XXI, pp. 61-198, Impr. Nat., Paris, 1900.

(13) Voir 6-a et 6-b.



Dans les cyclones mûrs, le diamètre de l'œil est de 25-30 km mais il atteint parfois 50 ou 60 km. Sur les photos de satellites, il devient bien visible dès les phases X. Les méthodes issues de l'analyse de ces photos permettent de lui assigner ses dimensions véritables : sur l'îlot de l'Albatros (27 km au Nord de Saint-Brandon), le passage de l'œil du cyclone Gilberte le 12 janvier 1967 a duré 6 heures ce qui représente un diamètre de 65 km ; il avait été précédé par des vents soufflant à 140 km/h. Bien que souvent décrit comme circulaire, l'œil semble revêtir (au moins jusqu'aux catégories X3) une forme elliptique. Il ne reste pas stable mais se déforme sans cesse.

Certains expliquent cette zone de calme et de ciel clair par une subsidence qui se produirait au centre même de la cheminée convective (Fig. 6 : schéma selon Eaker). D'autres pensent que s'il y a affaissement de l'air, celui-ci doit être limité, commençant par exemple vers 4 000 m pour s'arrêter entre 1 500 et 2 000 m. Mondain (14) fait remarquer que la descente d'une masse d'air saturée ne se traduit pas toujours par la dissipation des nuages et que, plutôt que par une nette subsidence, l'air se caractériserait par des « mouvements faibles et incohérents » avec disparition ou ralentissement des ascendances. Jordan (15) croit que la subsidence pourrait exister sur les bords externes de l'œil tandis que le centre même continuerait à être une zone d'ascendance plus ou moins affaiblie. Enfin Chaussard démontre mathématiquement l'existence de l'œil (16) : les particules entraînées dans le mouvement giratoire ne peuvent atteindre le centre car cela supposerait une accélération tangentielle infinie.

La température de surface à l'intérieur de l'œil ne diffère guère de celle existant à l'extérieur. Avec la réapparition du soleil, elle a même tendance à s'élever quelque peu. Sur le barogramme, le passage de l'œil se traduit par des oscillations de faible envergure.

II. — LA FORMATION DES CYCLONES TROPICAUX

Des nombreuses tentatives d'explication de la cyclogenèse tropicale, nous ne retiendrons ici que celles des météorologues ayant travaillé dans l'Océan Indien du Sud-Ouest. A quoi bon en effet, réexposer ce que d'autres ont dit avec brio ? (17). De toutes façons l'accord est loin d'être réalisé entre les diffé-

-
- (14) MONDAIN J. : Remarques complémentaires sur les cyclones tropicaux, in EAKER C. : *Météorologie tropicale*, trad. adaptée par Mironovitch V. et Mondain J. — *Météorologie nationale*, E.E.R.M., Paris, 1950, 190 p. + 20 p., ronéoté.
- (15) Voir 3.
- (16) Voir 6-a, p. 109 et s.
- (17) On consultera à ce sujet, principalement :
- a) BERGERON T. : The problem of tropical hurricanes, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 1954, vol. 80.
 - b) BESSEMOULIN J. : Sur la structure des cyclones tropicaux, *Notice d'information technique* N° VII, pièce N° 1, *Météorologie nationale*, Paris.
 - c) DEPPERMAN C.E. : Some characteristics of Philippines typhons, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 20, N° 7, 1939.

rentes hypothèses et la synthèse paraît pour l'instant très difficile : très souvent des observations identiques sont interprétées différemment. Nous ne considérerons ici que les idées ou les théories intéressant notre secteur géographique. On peut classer celles-ci sous deux grandes rubriques : celles relevant des théories frontologiques aujourd'hui périmées dans ce domaine au moins ; celles, plus actuelles, issues des vues cinématiques (*).

A. *Les théories frontologiques :*

Le P. Poisson (18) s'est fait à Madagascar le principal défenseur des théories dérivées des idées de l'Ecole norvégienne : le cyclone tropical naîtrait à la rencontre de deux masses d'air suffisamment différenciées pour qu'existe un front. Les masses d'air apportées par la mousson de N.W. en été et celles véhiculées par l'alizé indien engendreraient dans leur zone de contact le Front Intertropical ou F.I.T. sur les ondulations duquel se creuseraient des dépressions pouvant évoluer en cyclones tropicaux.

- d) DUNN G.E. : Tropical cyclones, in *Compendium of meteorology, American Meteorological Society*, Boston, 1951 (3ème éd.), pp. 887-901.
 - e) ESTIENNE P. : Les cyclones tropicaux, *L'information géographique* N° 5, 1953.
 - f) PAGNEY P. : Le climat des Antilles, *Travaux et Mémoires de l'Institut des Hautes Etudes de l'Amérique latine* N° 15, Paris, 1966, 2 vol., 377 p., atlas de 304 fig. et cartes, 7 pl. h.t. ; bibliographie très complète de la question.
 - g) PALMEN E. : Structure of the tropical cyclone, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Boston, 1948.
 - h) PALMEN E. : On the dynamics of tropical hurricanes, in *Final Report of Caribbean hurricane seminar*, Ciudad Trujillo, 1956, pp. 34-55.
 - i) RIEHL H. : voir 5.
 - j) RIEHL H. : Structure of tropical storms, formation of the hurricanes, in *Final Report of Caribbean hurricane seminar*, Ciudad Trujillo, 1956, pp. 56-68 et 69-79. Bon résumé des idées de Riehl dans PEDELABORDE P. : Les moussons, coll. A. Colin, Paris, 1958, 2ème éd., coll. U.2, Paris, 1970, 221 p., 36 fig., biblio.
-
- (18) POISSON Ch. (R.P.) :
- a) Le cyclone de Tamatave (24 février-9 mars 1927), *Bulletin Economique de Madagascar* N° 1, Tananarive, 1927, pp. 37-54, 1 carte.
 - b) Sur le cyclone de Tamatave du 3 mars 1927, *La Météorologie*, Paris, 1927, pp. 448-492.
 - c) Le cyclone de Vatomandry, *Bulletin Economique de Madagascar* N° 1, Tananarive, 1927, pp. 55-63.
 - d) Les cyclones de Madagascar, Matériaux pour l'étude des calamités, avril-juin 1928, N° 17, Genève, pp. 5-22.
 - e) Le cyclone de Vatomandry (30 janvier-2 février 1926), *La Météorologie*, Paris, 1928, pp. 109-121.

(*) En ne citant que pour mémoire la théorie la plus ancienne (encore défendue à Madagascar à la fin du siècle passé par le R.P. Colin, premier directeur de l'Observatoire de Tananarive), celle de la convection thermique spontanée, aujourd'hui unanimement abandonnée.

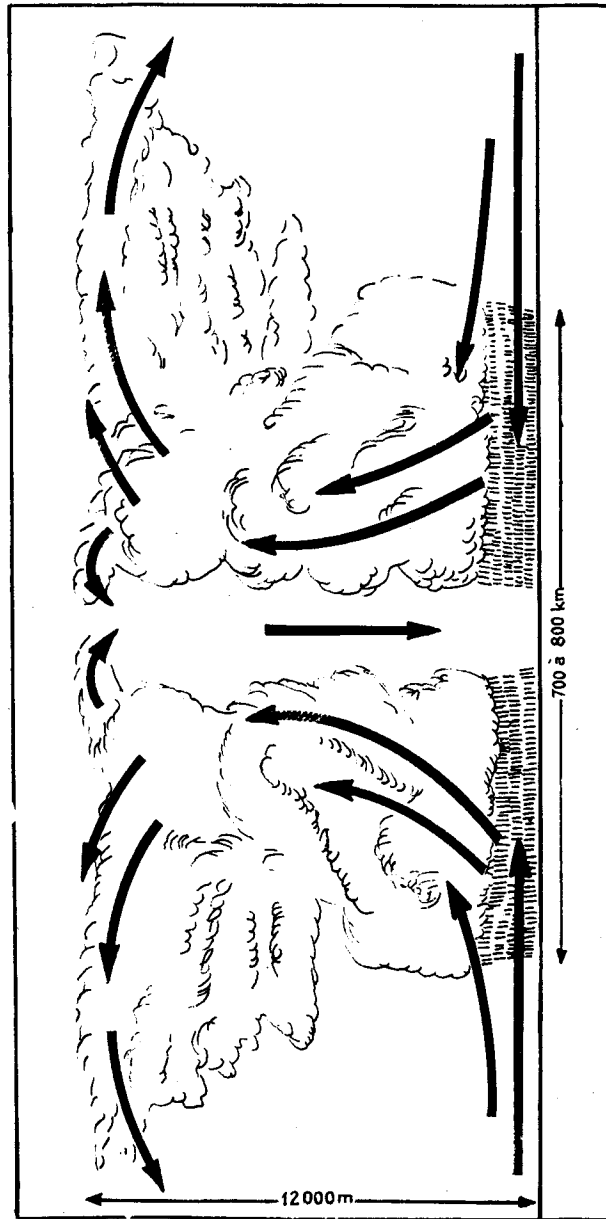


Fig: 6 Coupe verticale d'un ouragan typique (d'après Eaker)

Pendant l'hiver austral, l'alizé indien remonte loin en direction de l'équateur, refoulant la discontinuité à des latitudes trop basses pour que puisse jouer l'indispensable force de Coriolis. En revanche, en été, quand la mousson approche de Madagascar, il se crée entre elle et l'alizé une vaste zone de calmes jalonnée de nuages d'altitude (cirrocumulus, altostratus) apportés par les courants de N.W. et surmontant les nuages poussés par les courants d'Est (stratus et cumulus). L'air (supposé plus chaud) des courants de mousson, passerait au-dessus de l'air alizéen (supposé plus frais) ce qui créerait une discontinuité frontale. Lorsque cette discontinuité toucherait le sol et alors seulement, les conditions de la cyclogenèse seraient remplies : tout renforcement des courants de N.W. ou d'Est faisant onduler le front de surface serait ainsi susceptible si la latitude demeure suffisante, de donner naissance à un tourbillon cyclonique.

- f) Etudes sur les cyclones : cyclones du 27 au 31 décembre 1927 et de l'année 1928, *Bulletin Economique de Madagascar* N° 2, Tananarive, 1929, pp. 125-136.
- g) Sur le front de mousson du Canal de Mozambique, Association française pour l'avancement des sciences, 54ème session, Alger, 1930, pp. 137-138.
- h) Tempêtes tropicales de l'Océan Indien méridional, *Bulletin de la Société d'Océanographie de France*, Paris, 15 septembre 1930, pp. 993-996.
- i) Météorologie de Madagascar, in Histoire physique, naturelle et politique de Madagascar, publiée par A. et G. Grandidier, Tome III, Société d'Editions géographiques, maritimes et coloniales, Paris, 1930, 376 p., 62 fig. et cartes, biblio.
- j) Etude sur les cyclones à Madagascar, Mémoire présenté à l'Académie des Sciences coloniales, ronéoté, Tananarive, non daté, 93 p., 11 fig.
- k) Phénomènes dus à la rencontre d'une mousson et d'un alizé sur l'Océan Indien méridional, note présentée par M. Maurain, C.R. de l'Académie des Sciences, 20 juillet 1931, Tome 193, N° 3, pp. 188-190.
- l) Cyclones tropicaux de l'hémisphère austral, *Bulletin de la Société d'Océanographie de France*, Paris, septembre 1931, pp. 1094-1098.
- m) Les cyclones tropicaux, *Annales de l'Académie des Sciences coloniales*, Paris, 1932, Tome V, pp. 1-69.
- n) Sur l'évolution des tempêtes tropicales, C.R. de l'Académie des Sciences, Paris, 25 juin 1934.
- o) Sur la formation des typhons à Madagascar, Impr. industrielle, Tananarive, 1934.
- p) Le cyclone tropical d'après les météorologistes : cyclones de Madagascar, *Annales de l'Académie des Sciences coloniales*, Tome 5, Paris, 1934.
- q) Sur l'étude des cyclones de l'Océan Indien, *Bulletin de l'Académie malgache*, Tananarive, 1934, Tome XVII, pp. 1-16.
- r) Le front polaire et la formation des typhons (Madagascar), C.R. de l'Académie des Sciences N° 2, 9 juillet 1934, Paris, pp. 159-160.
- s) Sur le cyclone de Mahanoro du 21 février 1906, *Bulletin de l'Académie malgache*, Tome XVII, Tananarive 1934, pp. 50-53.
- t) Sur la formation des typhons à Madagascar, Publication du Service Météorologique de Madagascar N° 2, Tananarive, 1934, 8 p.
- u) Etude sur les tempêtes de la saison 1933-1934 à Madagascar, Publication du Service Météorologique de Madagascar N° 3, Tananarive, 1934, 2 cartes, 47 p., 3 fig.

Une variante de ces théories a été apportée par Duvergé (19). Après Deppermann, Duvergé pense que le cyclone tropical se développe sur un front préexistant. En ce qui concerne les zones maritimes entourant Madagascar, deux cas peuvent se produire :

— ondulation du F.I.T. par suite d'une poussée d'alizé, d'une poussée de mousson ou d'une double poussée de l'un et l'autre ;

— formation d'un « point triple » par la rencontre du F.I.T. avec un front méridional : les cyclones du S.W. de l'Océan Indien naîtraient essentiellement selon ce processus. Après Duvergé, Albert (20) en voit la preuve et l'illustration dans la formation de la dépression tropicale Iris : celle-ci est née, dit-il, de la rencontre de trois masses d'air, un air froid de Sud qu'il appelle « Polaire évolué » n'ayant d'ailleurs qu'un rôle dynamique, sorte de catalyseur qui contribue à créer une zone de basses pressions relatives par la déformation de l'axe de la C.I.T. ; un air « polaire maritime tropicalisé » d'Est apporté par l'alizé ; un air « équatorial maritime », instable, fournissant par la libération de chaleur latente de condensation des quantités considérables d'énergie et ayant été soulevé par l'air plus frais de secteur Sud.

Le rôle des advections d'air méridional paraît prépondérant à Duvergé qui signale, à l'appui de sa thèse, que les grandes zones de cyclogenèse du monde sont celles où une « faiblesse » de la ceinture des hautes pressions subtropicales laisse parvenir l'air d'origine polaire au voisinage de l'équateur (bursters d'Australie, northers de la mer des Caraïbes, air sibérien sur les Philippines, fronts froids méridionaux dans le S.W. de l'Océan Indien). Il n'est pas exclu que l'advection d'air froid puisse être originaire parfois de l'hémisphère Nord : certains renforcements de courants de mousson semblent en effet liés à des invasions de l'hémisphère Sud par un air froid d'origine asiatique, insuffisamment réchauffé au cours de son trajet maritime sur l'Océan Indien septentrional (*). Cependant l'air froid austral aurait le rôle majeur. Son advection se fait par deux voies habituelles : le long de la côte orientale d'Afrique dans le Canal de Mozambique ou bien dans l'Océan Indien en direction des Mascareignes. Par-là, cet air est susceptible d'intervenir aussi bien dans la cyclogenèse du Canal de Mozambique que dans celle des régions les plus fréquentées de l'Océan Indien (secteur Agalega-Saint-Brandon). Une double advection d'air froid se produisant simultanément par l'une et l'autre trajectoire aboutirait à

v) Sur la formation des cyclones à Madagascar, *Annales de Physique du globe de la France d'Outre-Mer* N° 2, Paris, 1935, pp. 105-106.

w) Documentation statistique sur les cyclones malgaches, Publication du Service Météorologique de Madagascar N° 4, Tananarive 1936, 24 p.

x) Conditions de formation des cyclones malgaches, *Bulletin de la Société d'Océanographie de France*, Paris, 15 avril 1937, pp. 1630-1636.

(19) Voir 4.

(20) ALBERT R. : Formation de la dépression tropicale Iris (janvier 1965, Océan Indien du Sud-Ouest), *La Météorologie* N° 83, juillet-septembre 1966, pp. 197-217, 16 fig.

(*) Pour N. Gerbier, l'alizé austral, de par son origine anticyclonique récente et de par sa trajectoire aux latitudes subéquatoriales pourrait même être en été, constamment plus chaud que l'air de mousson issu d'un anticyclone froid et ne s'étant que partiellement réchauffé au cours de son trajet (communication orale).

la formation d'une situation isobarique dite « binoculaire » par coexistence de deux dépressions encadrant Madagascar à l'Est et à l'Ouest (les exemples sont nombreux : par quatre fois en 1966 : Claude et Denise du 3 au 5 janvier ; Judith et Ivy du 4 au 8 mars ; Daphné et Elisa I du 26 au 27 décembre ; Elisa I et Elisabeth II du 29 au 30 décembre) (Fig. 7A). Le rôle de cet air froid serait d'ailleurs complexe : non seulement il susciterait des ascendances frontales le long de la discontinuité entre air de mousson et air d'alizé tous deux plus chauds que lui (ce qui le placerait à l'origine même du déclenchement cyclonique) mais aussi, il contribuerait à l'entretien du cyclone une fois celui-ci né, en lui fournissant l'énergie nécessaire issue de la forte évaporation qu'engendre son passage sur des mers chaudes (d'ailleurs les cyclones entrent habituellement dans leur phase de plus grande activité pendant la nuit, c'est-à-dire à un moment où le contraste entre l'air froid et la mer chaude est le plus grand). Enfin Duvergé pense que l'advection d'air froid supprime l'inversion de l'alizé dont l'existence est incompatible avec une puissante convection ; mais les travaux d'Emon et nos propres statistiques (21) montrent qu'en été l'inversion disparaît dans l'alizé d'une manière très fréquente et sans qu'il soit besoin d'invoquer une invasion de Sud.

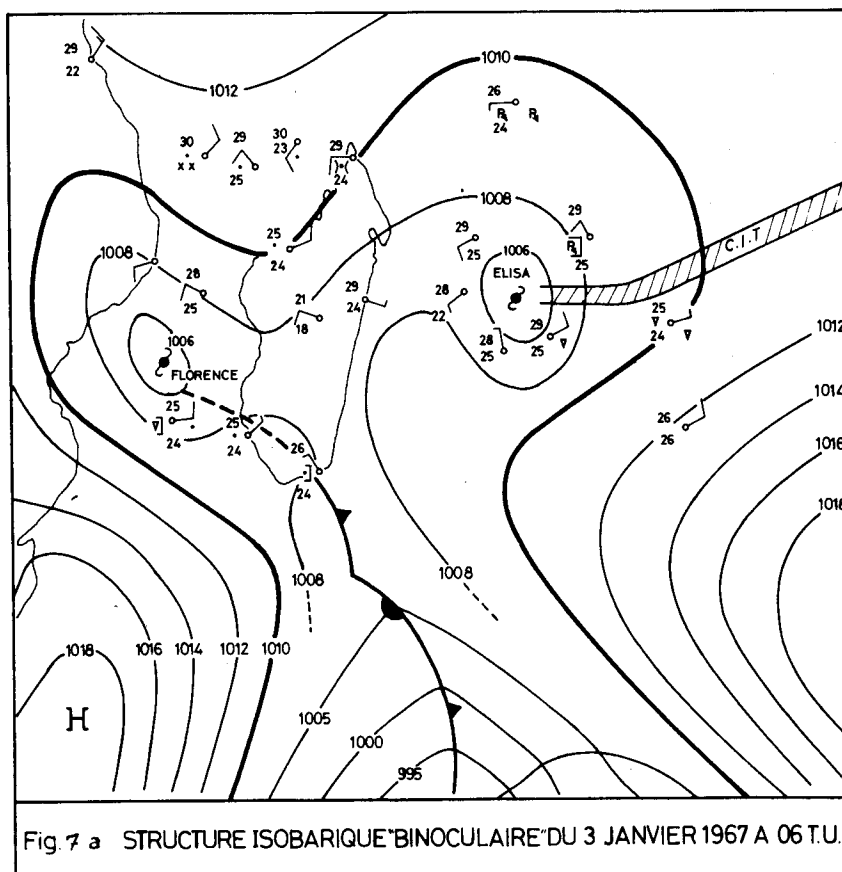
Enfin Duvergé voit dans certaines trajectoires Ouest-Est (en fin de parcours notamment) la preuve à l'encontre des théories qui veulent que les cyclones se forment dans des masses tropicales homogènes et soient entraînés dans la circulation de ces masses. On aura l'occasion de voir qu'en effet, les tronçons de trajectoires dans le sens Ouest-Est sont fréquents (Fig. 11).

La dépression amorcée dans les basses couches se renforcerait grâce à l'existence en altitude d'une aire anticyclonique qui aurait pour effet d'accroître l'instabilité de l'air. Et Duvergé rejoint Riehl en expliquant le renversement du champ barique à la verticale par l'existence d'ondes alternativement cycloniques et anticycloniques dans le courant supérieur d'Ouest qui surmonte l'alizé.

B. *Les critiques des « cinématistes » :*

A ces vues dérivées des idées frontologistes, les tenants des hypothèses cinématistes opposent des arguments sérieux. D'abord, aucune discontinuité thermique ne saurait exister entre l'air alizéen et l'air de mousson au moins dans les parages de Madagascar. Les deux masses arrivent toujours en contact avec des températures et des points de rosée très voisins ce qui exclut l'existence d'un véritable front en surface. Seule se produit une confluence des lignes de courants, élément de la Zone de Convergence Intertropicale. De même, l'air froid de Sud se réchauffe très rapidement : d'abord lors de son passage sur le Canal de Mozambique et le courant des Aiguilles, ensuite par effet de latitude en progressant vers le Nord ; il n'existe quasiment plus de différences ther-

-
- (21) a) EMON J. : L'inversion de l'alizé dans l'Océan Indien du Sud-Ouest, Publication du Service Météorologique de Madagascar N° 11, Tananarive, juillet 1948, 269 p. et ann.
b) DONQUE G. : Contribution géographique à l'étude du climat de Madagascar. Tananarive, N.I.A.G., 1975, 478 p., 167 fig. Voir 2ème partie, chap. I.

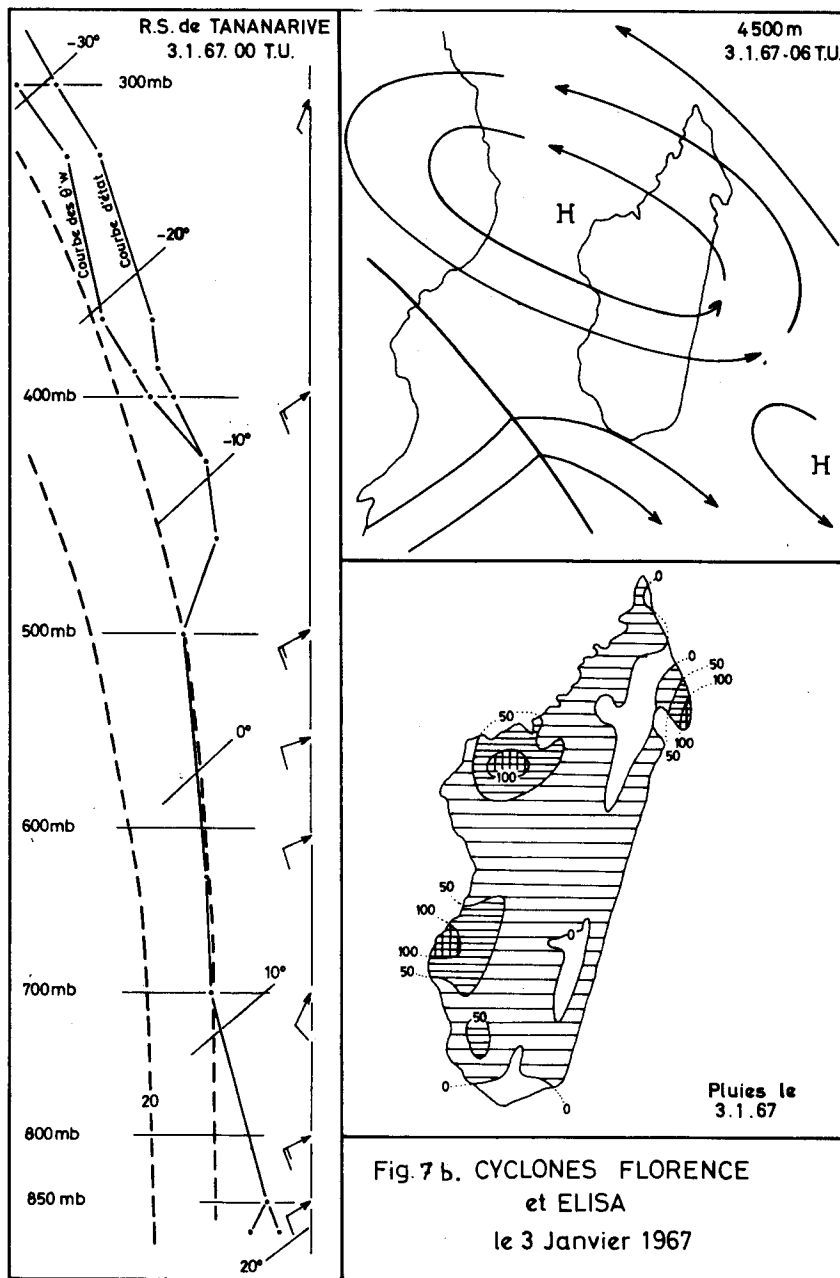


miques lorsque se produit la rencontre avec les masses orientales ou septentrionales. D'ailleurs, les fronts sur le Sud malgache sont très rarement ressentis en tant que tels mais plutôt sous forme d'une discontinuité de courants. Certes, on peut admettre que l'intrusion de shear-lines ou de surge-lines au sein de l'alizé issues des thalwegs polaires, puisse constituer un élément favorable à l'amorce d'une dépression de surface quand, par ailleurs, les autres conditions sont remplies. D'autre part il est sûr que l'air froid d'altitude amené par la vallée polaire qui suit le front de surface puisse jouer un certain rôle en augmentant le gradient thermique vertical, facteur favorable au développement de l'instabilité.

Parmi les conditions nécessaires (mais non suffisantes) formulées par Palmen (22) trois d'entre elles sont aujourd'hui unanimement acceptées : ce sont celles qui localisent la cyclogenèse dans le temps et dans l'espace :

Joue d'abord une question de latitude. Celle-ci doit être suffisante pour que s'affirme la force de Coriolis ce qui exclut donc les latitudes proprement équatoriales où ladite force s'annule. Les cyclones ne peuvent naître qu'à partir de 5 ou 6° de latitude Nord ou Sud.

(22) Voir 17 g.



L'air doit, d'autre part, être fortement instable ce qui suppose une forte humidité atmosphérique (d'où la genèse sur les océans à l'exclusion des continents) et la disparition de la couche d'inversion de subsidence réalisée d'une manière fréquente en été dans la partie occidentale des océans tropicaux.

Enfin, la température de surface doit être élevée (26°), condition également réalisée dans le S.W. de l'Océan Indien, mer plus chaude à latitude égale que l'Atlantique ou le Pacifique, et dans le Canal de Mozambique. En deçà de l'isotherme 26° , la cyclogenèse devient quasiment impossible ce qui exclut donc les zones de latitudes trop hautes et contribue à limiter à l'été principalement la période de formation des cyclones (cependant cette condition thermique est quelquefois remplie en hiver : cas d'Aline en août 1969).

Ces conditions de surface étant assurées, certains facteurs doivent en outre intervenir en moyenne ou haute troposphère. L'analyse de la structure verticale des cyclones tropicaux a montré que la dépression de surface doit être coiffée par une zone de divergence anticyclonique. En effet, en altitude, trois cas peuvent se produire (23) :

- zone à caractère dépressionnaire : l'air ne peut être évacué loin de sa zone d'ascendance et retombe le long de celle-ci ; le creusement de surface demeure faible et seuls de gros cumulus en résultent ;
- zone sans gradient de pression net : l'air diffluent est dispersé dans une zone trop large par rapport à la cheminée d'ascendance : c'est un cas favorable à la formation des enclumes des cumulonimbus ;
- zone à caractère anticyclonique : l'air ascendant est évacué latéralement à de grandes distances de la cheminée d'ascendance, le tirage se fait puissamment et la dépression de surface peut continuer à se creuser.

Un renversement du champ barique à la verticale est donc indispensable. Albert note que les « raisons pour lesquelles la dépression Iris n'a pas atteint l'intensité d'un cyclone sont à rechercher dans le fait que la zone de divergence anticyclonique d'altitude nécessaire à l'évacuation des masses ascendantes, n'a surmonté la dépression de surface qu'à des niveaux moyens de la troposphère » (24). Il convient en effet que la divergence d'altitude soit suffisamment haute pour ne pas freiner la convection des couches sous-jacentes.

Pour Riehl, la divergence d'altitude résulte d'une ondulation du courant d'Ouest supérieur vers 300 mb. Chaussard et Laplace pensent qu'elle serait la conséquence même du flux vertical initial. Pour d'autres auteurs, ce serait le simple hasard qui amènerait la superposition d'un tourbillon anticyclonique de la haute troposphère et la dépression des basses couches puisque la couche inférieure est constituée par un écoulement quasi-barotrope vers l'Ouest tandis que la couche supérieure apparaît formée d'un chapelet de tourbillons se déplaçant plus ou moins indépendamment du courant inférieur (25). En ce qui concerne nos régions, Prudhomme et Valtat (26) pensent qu'il s'agit de la

(23) Voir 6 a, p. 136.

(24) Voir 20.

(25) ALAKA M.A. & RUBSMAN D.T. : Etude des conditions atmosphériques qui ont précédé la formation du cyclone Ella (1962), Colloque de Météorologie tropicale, Rotorua (Nouvelle-Zélande), 5-13 novembre 1963, organisé par l'O.M.M. et l'U.G.G.I., C.R., 167 p. : voir p. 84.

(26) a) PRUDHOMME A. & VALTAT B. : Etude sur les cyclones tropicaux de la saison chaude 1952-1953 à Madagascar, Publication du Service Météorologique de Madagascar N° 22, Tananarive, 1954, 101 p., 67 fig. Biblio.

« partie sub-stratosphérique des hautes pressions tropicales » c'est-à-dire, en fait, l'anticyclone indien décalé en altitude par rapport à la surface par suite de l'inclinaison de son axe. Les cartes montrent bien, en effet, la persistance en toutes saisons de cellules anticycloniques fermées au niveau des 200 mb — et souvent 300 mb — tantôt coiffant Madagascar, tantôt déportées à l'Est ou à l'Ouest de la Grande Ile mais toujours reflétant en altitude, avec l'habituel décalage vers le Nord, le centre anticyclonique de surface. On peut considérer avec ces auteurs que, lorsque une puissante dépression de surface s'épaississant jusqu'en moyenne troposphère se trouve surmontée, par le jeu du hasard peut-être, par le noyau anticyclonique indien (ou africain) d'altitude, l'ensemble des conditions de la cyclogenèse se trouve réalisé. Reste à expliquer le déclenchement même du cyclone, le « facteur critique » comme l'appelle Palmen. Là, de nouveau, les opinions divergent.

C. *Le « facteur critique » :*

Pour beaucoup de météorologues, le creusement subi de la dépression initiale des basses couches reste le facteur fondamental. Mais d'abord, en quoi consiste cette dépression initiale ? Comment, ensuite, est-elle activée ?

La dépression initiale peut résulter de plusieurs possibilités :

— existence d'une dépression orographique sous le vent des Drakensbergen quand sur l'Afrique australe souffle un régime d'Ouest important. Ce cas est valable pour les cyclones du Canal de Mozambique essentiellement. On peut rattacher peut-être à cette catégorie les « coastal lows » nées sur les côtes du Sud-Ouest africain, contournant le Cap de Bonne Espérance et remontant les côtes du Natal puis du Mozambique. Ce sont, certes, des dépressions faiblement creusées mais circulant sur les eaux chaudes du Canal de Mozambique, il n'est pas du tout certain qu'elles ne puissent servir à l'amorce d'une dépression plus importante (27).

— dépression résiduelle, d'origine tropicale ou tempérée, stagnante en mer à une latitude suffisante pour que les conditions thermiques de surface restent remplies.

— intrusion d'une discontinuité d'alizé dans la zone ou au voisinage des B.P.I. Certains cyclones du S.W. de l'Océan Indien semblent effectivement avoir leur origine liée à une onde d'Est. Tel fut le cas pour le cyclone Irène de mars 1963 : de puissantes H.P. créaient un flux rapide d'Est entre 32°S et 15°S tandis que, plus au Nord, la circulation restait faible et que la zone de C.I.T. se décalait vers le Sud dans le N.E. des Mascareignes ; une perturbation du type onde d'Est dépassait alors le méridien de Rodrigues en fin de journée du 3 mars, s'approchant de Saint-Brandon qui observait alors des phénomènes orageux et enregistrait des vents de Sud ; dans la nuit du 3 au 4, un minimum de pression se formait à partir duquel allait naître le cyclone Irène. Ce fut aussi le cas du cyclone Brenda né à la limite septentrionale d'une ondulation d'alizé le 17 août 1968.

b) PRUDHOMME A. : Etude sur les perturbations tropicales de la saison chaude 1953-1954 à Madagascar, Publication du Service Météorologique de Madagascar N° 24, Tananarive 1955, 62 p., cartes ; C.R. par P. Estienne in *Revue de Géographie alpine*, Tome XLIV, fasc. II, pp. 428-429, 1956.

(27) DONQUE G. : Types de temps hivernaux sur l'Afrique du Sud, *Madagascar Revue de Géographie* N° 16, janvier-juin 1970, pp. 83-104.



— Enfin, les petites dépressions fermées qui constituent la zone des B.P.I. sont les plus fréquents secteurs de cyclogenèse. En été, cette zone s'avance au Sud de l'équateur et son axe dessine généralement un V dont la pointe pénètre dans le Canal de Mozambique. L'avancée très loin vers le Sud de cette zone s'explique vraisemblablement par la dépression thermo-dynamique qui, en cette saison, stagne au large du cap Saint-André. Elle est formée essentiellement par deux ou trois noyaux dépressionnaires, faiblement creusés (1 008 à 1 010 mb) dont l'un est à l'Ouest de Madagascar dans le Canal de Mozambique, les autres à l'Est, s'étirant vers Agalega puis les Chagos.

Quelle que soit son origine, la dépression initiale doit être activée. Là encore, plusieurs cas se présentent :

Il peut y avoir renforcement des courants de mousson, pulsion qui peut s'effectuer soit à l'Est, soit à l'Ouest de Madagascar. Ainsi, le 10 février 1965, une situation classique règne au voisinage de l'équateur : C.I.T. vers 10°S ; petite dépression intégrée dans la ceinture des B.P.I. au Sud des Chagos ; anticyclone modéré mais vaste s'étendant du Sud de Madagascar jusqu'à la Nouvelle Amsterdam. Le 11, les cartes permettent de repérer une petite dépression au S.W. de l'Inde qui provoque un renforcement de l'alizé asiatique sur sa face occidentale. Par déviation après son passage de l'équateur, cet alizé arrive sur Diego Garcia comme un vent de N.N.W. de 25 kts et y apporte une nette hausse barométrique ; par compensation, une circulation dépressionnaire (sensible jusqu'à 6 000 m) s'organise aussitôt au S.W. des Chagos et s'étend jusqu'aux Mascareignes. Ainsi naît Kathleen qui sévit du 12 au 20 février 1965.

Il peut y avoir aussi pulsion d'alizé, elle-même due à une expulsion d'air sub-polaire en direction de l'équateur. L'air méridional, réchauffé, dégénéré mais dont le noyau isallobarique de hausse peut persister assez longtemps, poursuit sa migration vers le Nord (28). Lorsque cette expulsion se produit le long des côtes orientales de Madagascar, elle est généralement faible et dure peu ; elle peut cependant être suffisante pour régénérer une dépression résiduelle au Sud des Mascareignes. Son effet est plus grand quand elle renforce l'anticyclone indien sur sa bordure occidentale, déclanchant alors une pulsion d'alizé, c'est-à-dire un renforcement des vents d'Est qui peut activer notamment une cellule dépressionnaire dans la zone des B.P.I. sur sa face méridionale.

L'optimum est réalisé avec la formation d'un « point triple » (29) lorsqu'un creux d'origine polaire arrive dans la zone sub-équatoriale. C'est là un cas fréquent de cyclogenèse dans nos régions, bien connu des spécialistes locaux : le Service Météorologique de la Réunion signale, par exemple que « la faible activité cyclonique de la saison 1968-1969 est due à la faiblesse des H.P. indiennes et à leur position très méridionale » et il explique : « le processus de Deppermann qui est un mode fréquent de formation des tourbillons cycloniques dans nos régions n'a pu se trouver cette année réalisé que très exceptionnellement du fait de la rareté des poussées froides vers les basses latitudes » (30).

(28) CHAUSSARD A. : Quelques particularités des cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest de l'Océan Indien, Tropical meteorology in Africa, Proceedings of the symposium jointly sponsored by the W.M.O. and the Munitalp Foundation, Nairobi 1960, edited by D.J. Bargman, East African Meteorological Department, Nairobi 1960, pp. 226-229.

(29) Voir 17 c.

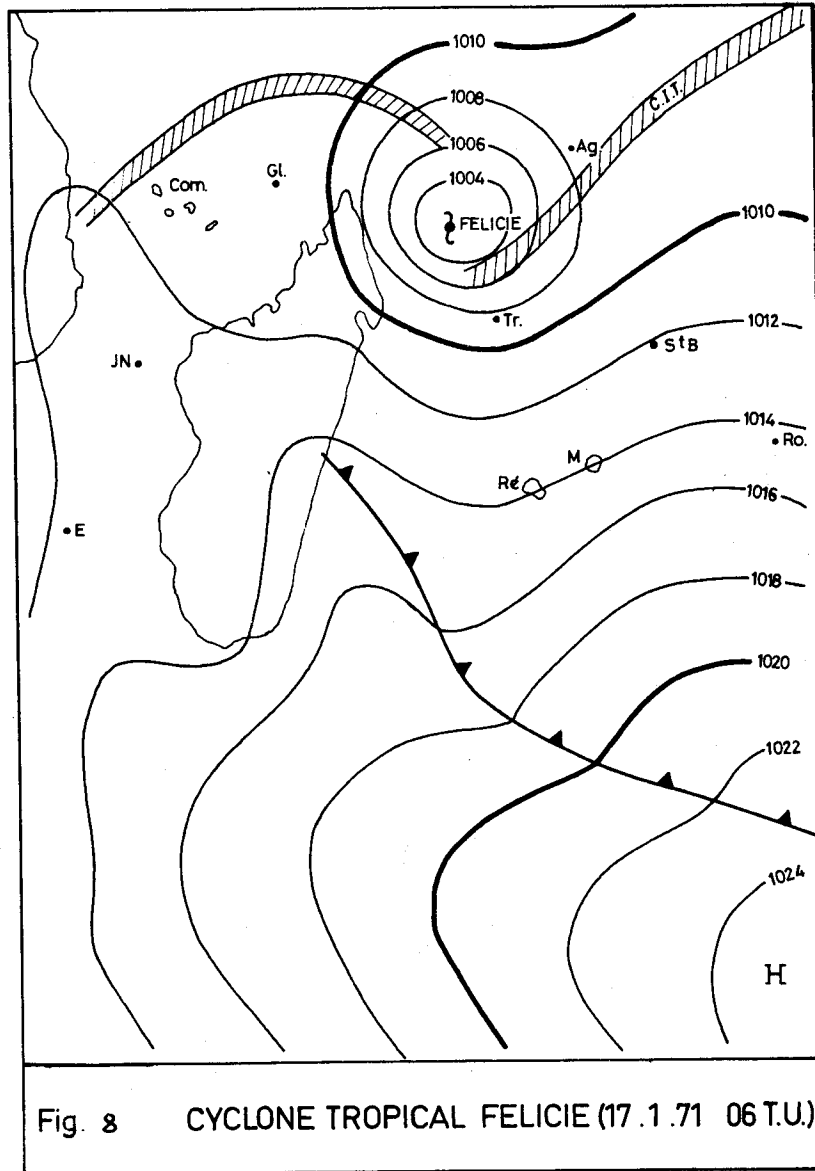
(30) METEOROLOGIE NATIONALE, SERVICE DE LA REUNION : Saison cyclonique 1968-1969, Saint-Denis, juin 1969, 69 p., 15 fig. ou ph.

Suraud souligne de son côté que la régénération de l'air tropical par expulsion polaire provoque une différenciation des propriétés de l'alizé et de la mousson telle qu'un véritable front peut se constituer vers 10°S dans le Pacifique occidental entre décembre et avril (31) ; si une nouvelle expulsion polaire se produit alors, il peut y avoir ondulation du front et creusement d'une dépression à l'Est de l'axe de l'invasion polaire ; cela se traduit sur les cartes synoptiques par une extension en « doigt de gant » de l'anticyclone sub-tropical vers le Nord et la dépression apparaît, un ou deux jours plus tard entre Rotumah et Fidji. Ce processus n'est pas très éloigné de ce qui semble se passer dans nos régions. Les cartes synoptiques rendent souvent compte de la présence simultanée en période cyclonique d'une C.I.T. très active et d'un thalweg polaire dont la pointe septentrionale entre en contact avec la zone de C.I.T. : on observe souvent alors la naissance du cyclone juste dans ce secteur de contact. Ainsi apparut par exemple, le cyclone Félicie : le 16 janvier 1971, une zone dépressionnaire existe entre Agalega et Diego-Garcia qu'une branche active de la C.I.T. relie à une autre dépression centrée sur les Comores : le 17 (fig. 8), la pointe septentrionale d'un fond froid ondulant, touche Tromelin ; l'alimentation en air froid creuse la dépression ce que confirment les photos d'Essa 8 montrant un système nuageux tourbillonnaire de 3° de diamètre avec des bandes semi-circulaires de 2° de largeur pénétrant par le Sud et par l'Ouest à l'intérieur de la perturbation centrée par 10°5' S et 59°5' E.

Enfin, l'activation de la dépression peut se faire par le haut par création d'une dépression mixte quand, en altitude, arrive un air d'origine sub-polaire apporté par les courants tournant autour de la vallée méridionale et coiffant le creux barométrique de surface. L'accentuation du gradient thermique vertical (mer chaude en surface, air froid en altitude) déclenche alors une forte instabilité. Une « goutte froide » est ainsi vraisemblablement à l'origine du cyclone Geneviève le 15 janvier 1970 (fig. 9).

La dépression ainsi activée, déclenche dans l'air chaud et humide une forte convection se matérialisant par des cumulonimbus qu'accompagnent averses et orages. L'amplification et le maintien des mouvements ascendants nécessitent comme il a été dit plus haut, une divergence d'altitude. Pour Chaussard et Laplace, le flux vertical ascensionnel est l'élément essentiel et suffit seul : les puissants mouvements convectifs déterminent la convergence dans les basses couches (ils existent, soulignent ces auteurs, « avant » la convergence bien qu'une certaine convergence pré-existante puisse les favoriser) ; c'est la divergence du flux en altitude qui, assurant le tirage, crée la baisse de pression ; elle résulte donc des mouvements verticaux qui peuvent se développer dans l'atmosphère et d'autant mieux que celle-ci est plus chaude et plus humide car la condensation d'une importante quantité d'eau fournit l'énergie nécessaire au développement d'abord, à l'entretien ensuite de ces mouvements. L'arrivée sur une mer plus chaude renforce la convection et donc le flux vertical : l'équilibre se modifiant, le cyclone se creuse davantage pour réadapter la convergence des basses couches aux nouveaux besoins ; inversement, sur une mer plus froide, les mouvements convectionnels se ralentissent, la convergence de surface devient trop forte et l'excès d'air qu'elle fournit au cyclone entame le processus de comblement (de la même manière et pour la même raison, dès

(31) SURAUD F.P. : Méthode de prévision de formation des cyclones tropicaux expérimentée en Nouvelle Calédonie de 1939 à 1943, Colloque de Météorologie tropicale, Rotorua (Nouvelle Zélande), 5-13 novembre 1963, organisé par l'O.M.M. et l'U.G.G.I., C.R., 167 p. ; voir p. 87.



qu'un cyclone touche terre, la convection faiblit, le sol se trouvant préalablement refroidi par les précipitations pré-cycloniques). Cette décroissance des mouvements verticaux apparaît d'ailleurs comme la cause des très fortes précipitations qui surviennent lors du comblement.

Selon Prudhomme et Valtat et en accord avec les théories de Queney, les conditions requises une fois réunies dans les basses couches, la turbulence de celles-ci, amplifiée par la situation d'altitude, se transmet jusqu'au niveau du jet-stream tropical y créant une discontinuité négative. Ainsi que le soulignent ces auteurs, le siège du « facteur critique » serait en haute troposphère et il n'existerait aucune différence fondamentale entre la genèse des cyclones tropicaux et celle des cyclones de la zone tempérée puisque, dans les deux cas, le « facteur critique » serait une onde du tourbillon circum-polaire ; la seule différence résulterait de l'absence de discontinuité thermique dans l'un des deux types, le cyclone tropical étant un phénomène purement dynamique (turbulence à grande échelle qui « résonne » sur le jet-stream) tandis que dans le cyclone tempéré ce sont les différences de densité qui provoquent la résonance. Ici aussi, l'énergie latente de la condensation sert à l'entretien de la machine une fois celle-ci mise en route.

Il ne nous appartient pas de discuter ces théories qui souvent s'appuient sur un matériel mathématique compliqué et qui, toutes, se fondent sur de rigoureuses analyses de situations cycloniques. Il convient d'ailleurs de faire remarquer que l'insuffisance du réseau d'observations dans l'Océan Indien ne permet pas toujours de vérifier ces théories (*) et qu'il arrive que l'analyse d'une situation conduise en fonction des postulats de départ à des conclusions très différentes.

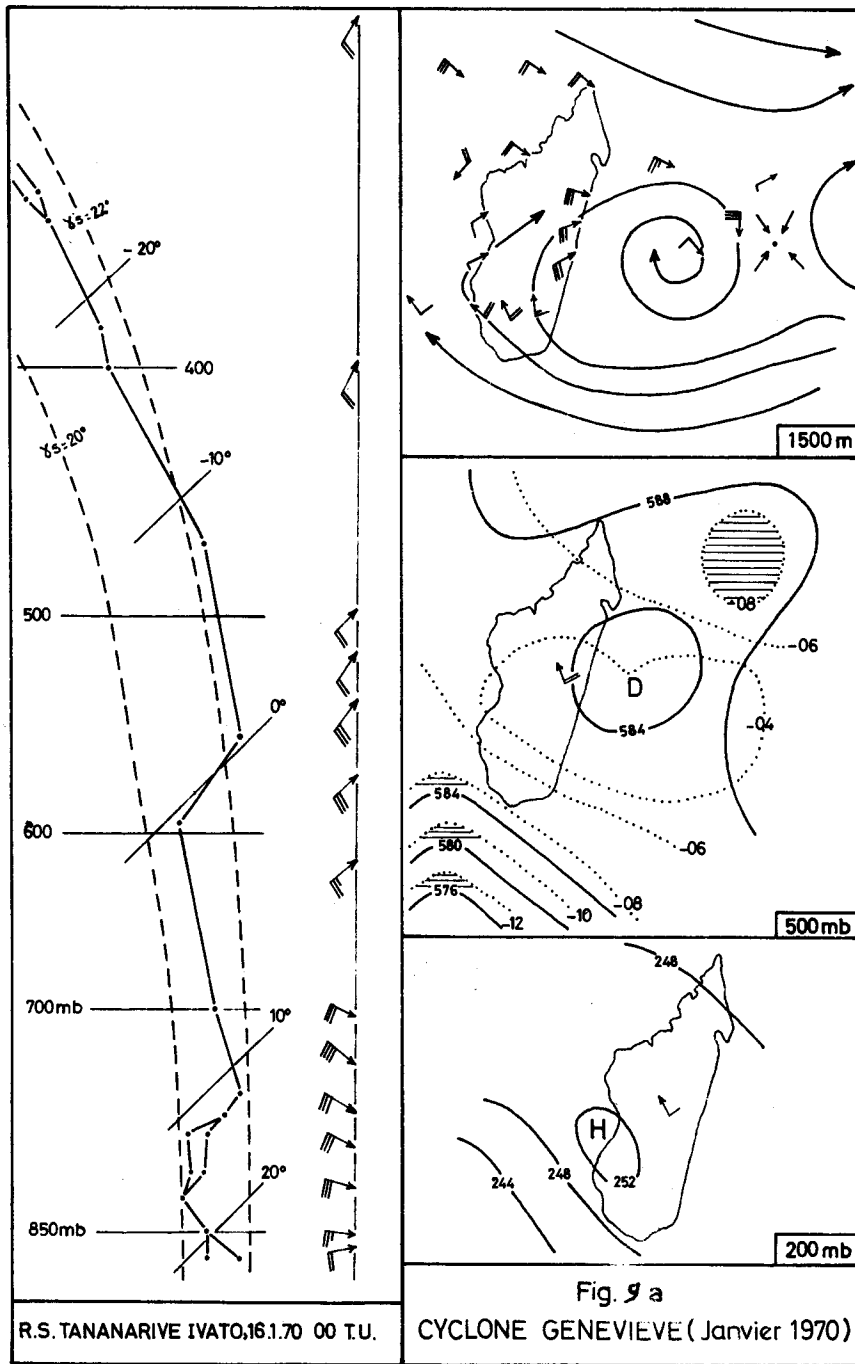
III. — LES TRAJECTOIRES

Pour des raisons de commodité, il convient de distinguer les zones de cyclogenèse, les trajectoires sur mer et les trajectoires sur terre.

A. Les zones de cyclogenèse :

On peut distinguer trois grandes catégories de cyclones évoluant dans les mers malgaches en fonction de leur origine géographique. Une première catégorie est constituée par ceux nés hors de la zone de responsabilité des services mauricien ou réunionnais, baptisés par les services australiens et changeant de nom dès qu'ils franchissent le 90^{ème} méridien Est. Ainsi, par exemple, le cyclone australien Yvonne est devenu le cyclone Lise le 21 décembre 1971 ; Iphigénie de février 1971 est l'ancienne Tilly orientale, etc. Certains s'avancent suffisamment vers l'Ouest pour devenir une menace pour les Mascareignes mais la plupart évoluent cependant très à l'Est de ces îles. Une deuxième catégorie est constituée par des cyclones prenant naissance dans le S.W. de l'Océan Indien entre 5° S et 20° S. A l'intérieur de cette bande, certains secteurs paraissent privilégiés : entre Agalega et Saint-Brandon où peut-être l'existence de hauts-fonds (— 35 m) crée des conditions plus favorables au creusement des

(*) En raison des transmissions défectueuses avec l'Afrique australe, les cartes d'isothermes en altitude ne sont tracées qu'occasionnellement par l'ASECNA de Tananarive-Ivato.



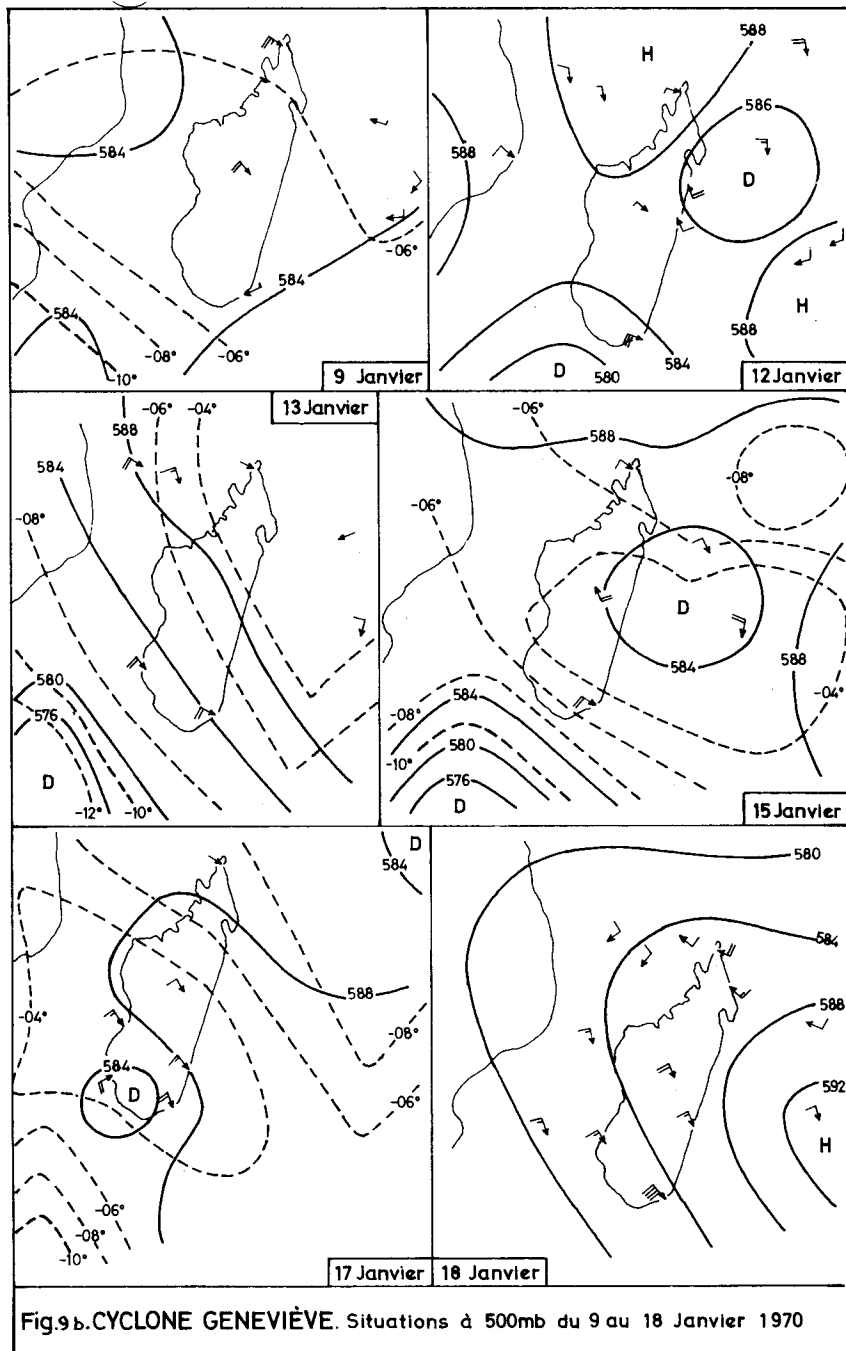


Fig.9b.CYCLONE GENEVIÈVE. Situations à 500mb du 9 au 18 Janvier 1970

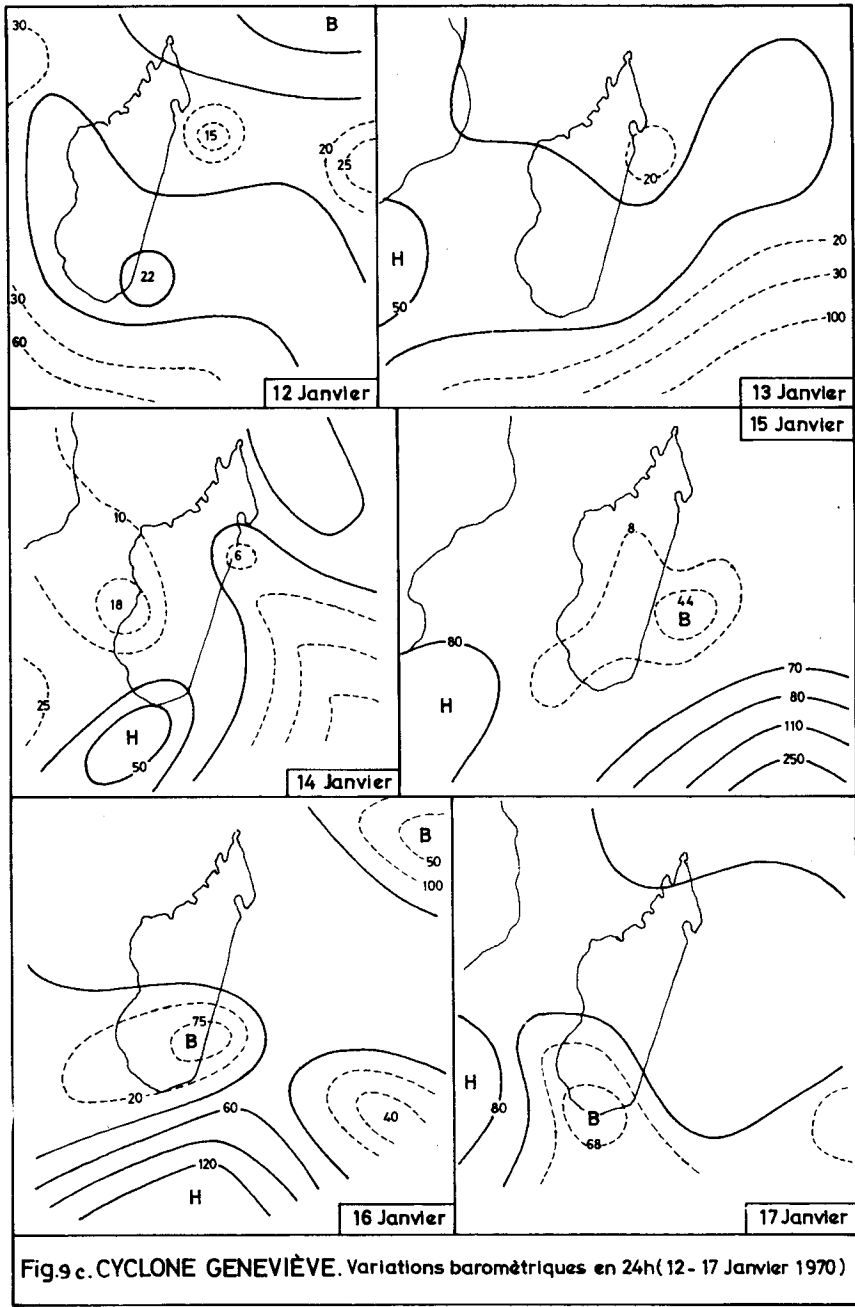
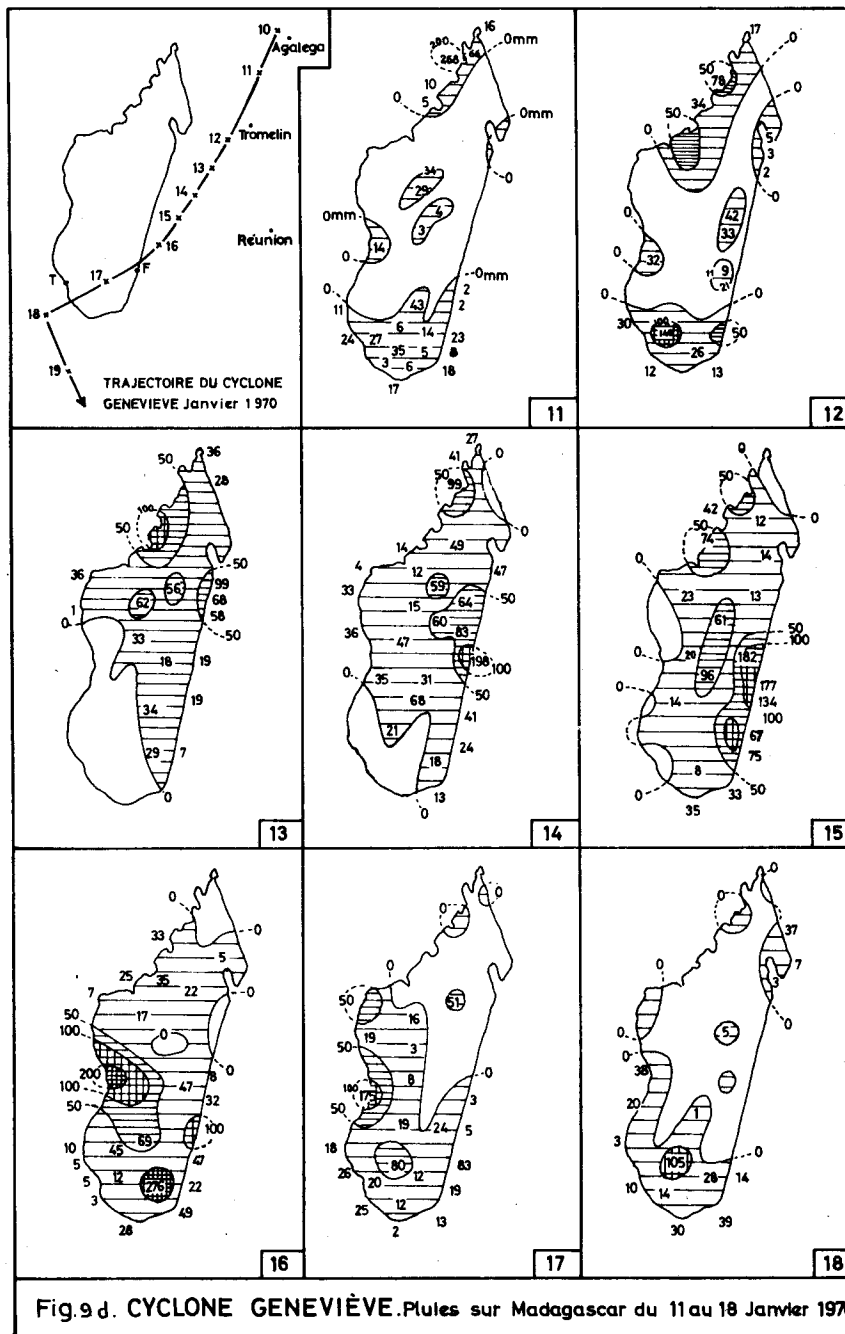


Fig.9 c. CYCLONE GENEVIÈVE. Variations barométriques en 24h(12- 17 Janvier 1970)



dépansions (plus fort échauffement de la mer), au Sud des Chagos également... Cette partie de l'Océan Indien remplit en été (et quelquefois en hiver) les conditions de cyclogenèse définies précédemment : haute température des eaux, latitude suffisante, existence de masses d'air (équatoriales ou alizéennes) chaudes, humides, sans inversion de subsidence, fréquence des passages des thalwegs polaires dont la pointe septentrionale touche la zone de C.I.T., quasi-permanence en été du chapelet de dépressions fermées de la zone des basses pressions intertropicales. Ces mêmes conditions enfin, existent dans le Canal de Mozambique où prennent naissance les cyclones de notre troisième catégorie. Il faut noter là, en été, la fréquence des invasions d'air de mousson, air à instabilité déjà forte, accrue encore par effet de latitude (32) et peut-être aussi par la brusque augmentation de la composante « verticale » de la force de Coriolis au passage de l'équateur (33). Sur cette mer existe aussi un secteur préférentiel de cyclogenèse : celui compris entre le cap Saint-André et les bouches du Zambèse. A ce sujet, Duvergé note :

« Il y aurait là, pour cette latitude, une valeur optimum de la force de Coriolis, suffisante pour permettre l'organisation d'une circulation dépressionnaire et trop faible pour gêner la rapide prépondérance des mouvements de rotation sur ceux de translation » (34).

Emon fait une remarque analogue et constate que les secteurs faisant renflement sur le pourtour de Madagascar (cas du cap Saint-André), introduisent certainement des conditions de dissymétrie favorables à l'amorce de mouvements tourbillonnaires (35). Il convient enfin, de noter que quelques rares cyclones prennent naissance sur le continent africain mais au voisinage immédiat de la mer et dans le delta zambésien où la forêt, grande dispensatrice d'humidité, se mêle étroitement aux eaux du fleuve (cas de Daphné le 23 décembre 1966, de Connie le 11 décembre 1964...).

Assez fréquemment évoluent deux, voire même trois cyclones simultanément dans les mers malgaches, l'un sur le Canal de Mozambique, un second entre Madagascar et les Mascareignes, un troisième éventuellement à l'Est de ces dernières (exemples en janvier 1965, en janvier 1968...) (Fig. 7).

B. La trajectoire sur mer :

Une fois né, le cyclone entreprend son déplacement à une vitesse très variable selon les individus et selon la phase de son développement. Il peut stagner un ou plusieurs jours ou se déplacer à des vitesses variant entre quelques kilomètres et plusieurs dizaines de kilomètres à l'heure (en moyenne entre 25 et 35 km/h).

-
- (32) JOHNSON D.H. & MÖRTH T.H. : Forecasting research in East Africa, Memoirs, Vol. III N° 9, East African Meteorological Department, Nairobi 1961, 57 p., 66 fig.
- (33) DONQUE G. : Les conditions générales du Climat de Madagascar, *Madagascar Revue de Géographie* N° 22, janvier-juin 1973, pp. 1-93, 28 fig. Voir chap. III : l'influence de la latitude, pp. 53 et suiv.
- (34) Voir 4.
- (35) EMON J. : Exemples de cyclones tropicaux morts-nés à Madagascar, Publication du Service Météorologique de Madagascar N° 7, Tananarive, juillet 1946, 33 p. et ann.

Les trajectoires sont loin de présenter la simplicité parabolique qu'on leur a souvent attribuée. Le P. Colin avait cru pouvoir discerner quatre types de trajectoires auxquels Duvergé en avait ajouté un cinquième pour tenir compte des cyclones du Canal de Mozambique (36), mais l'un et l'autre de ces auteurs reconnaissait qu'il ne peut y avoir de trajectoire-type et que chaque météore suit un trajet qui lui est propre. Néanmoins, les cyclones de l'océan sont animés d'une manière générale d'un mouvement de translation d'abord Est-Ouest qui s'infléchit progressivement vers le S.W. puis vers le Sud et enfin vers le Sud-Est (Fig. 10). En fait, c'est que le cyclone se déplace sur la bordure septentrionale d'abord, occidentale ensuite des hautes pressions subtropicales. La trajectoire affecte donc la forme de cette dernière et en subit les irrégularités quand varient l'intensité et l'emplacement de l'anticyclone océanique. Par là, s'expliquent

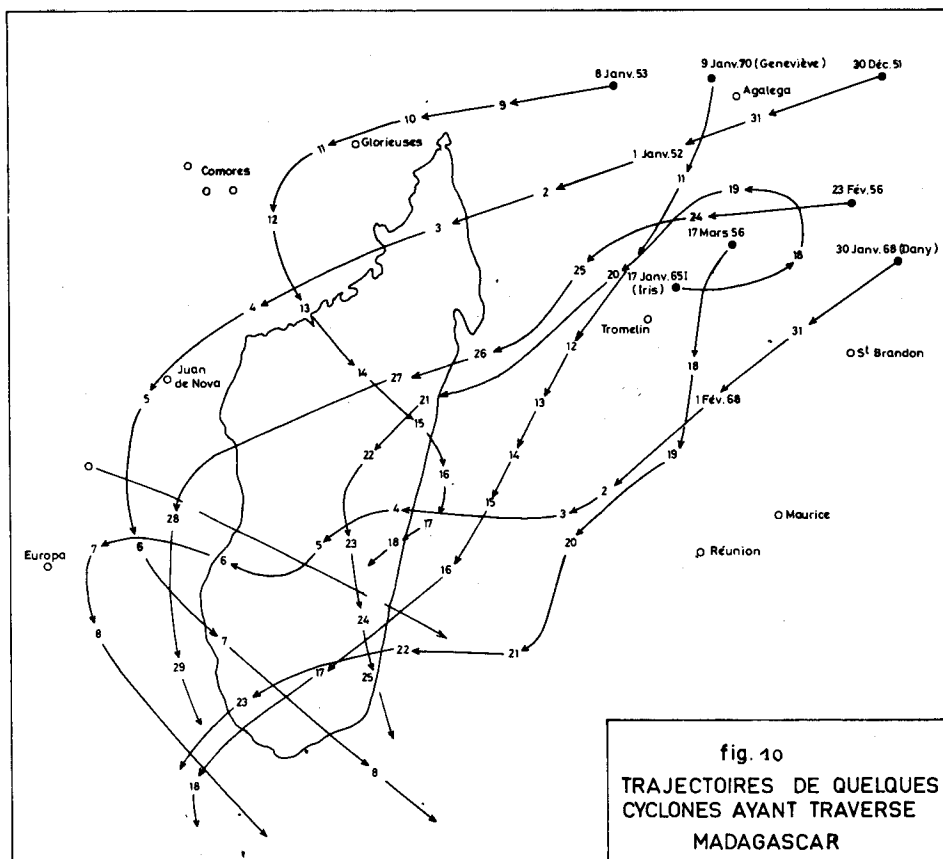
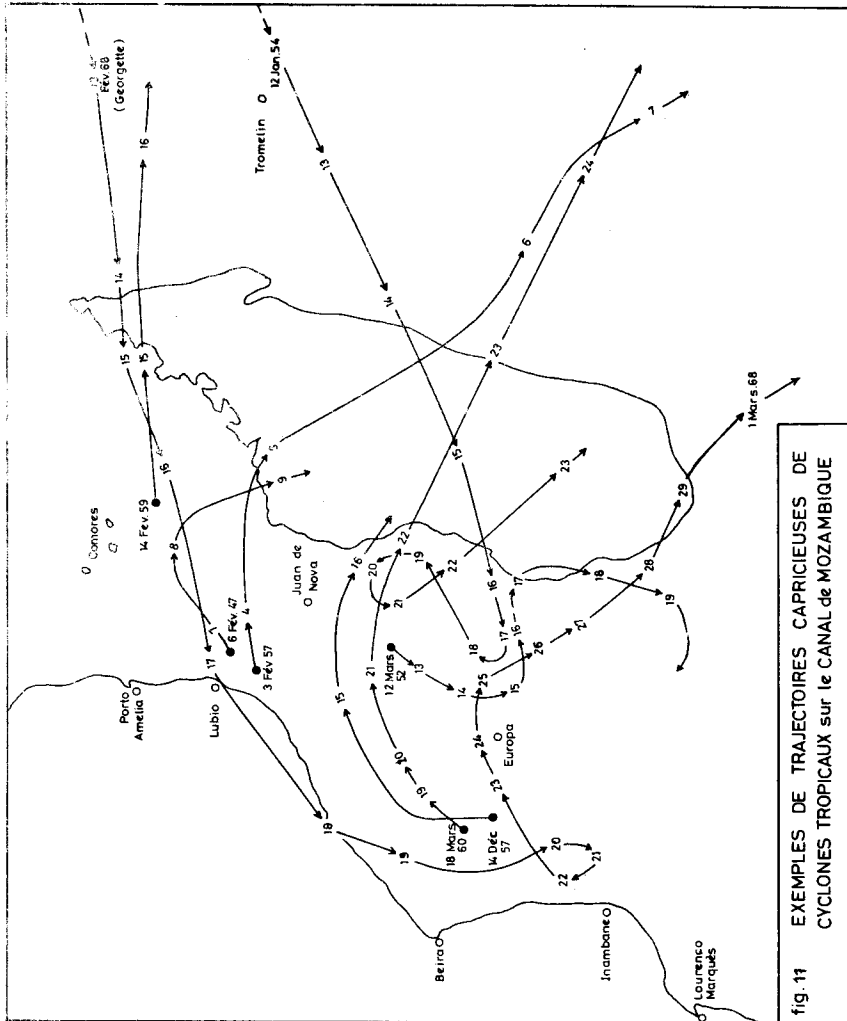


fig. 10
TRAJECTOIRES DE QUELQUES
CYCLONES AYANT TRAVERSE
MADAGASCAR



(36) DUVERGE P. : Principes de météorologie dynamique et types de temps à Madagascar, Publication du Service Météorologique de Madagascar N° 13, janvier 1949, 134 p., 24 pl. et fig., biblio. ; voir pp. 120-122.

certains rebroussements en direction de l'équateur quand l'anticyclone régénéré par une advection polaire se gonfle en une dorsale sub-méridienne (le cas typique est celui, étudié par le P. Poisson, du cyclone ayant dévasté Tam tave en 1927) (37). Mais beaucoup de cyclones ont des trajectoires curieuses, déroutantes, des recourbements inattendus, voire même des directions franchement Ouest-Est ou encore dans le sens des aiguilles d'une montre (Fig. 11). Quant aux cyclones du Canal de Mozambique, ils tendent à décrire une courbe de sens indirect ce qui les amène maintes fois à frapper les côtes malgaches. Mais là aussi, boucles, recourbements, rebroussements... sont fréquents.



(37) Voir 18 a et 18 b.

Très tôt on a cherché à établir des règles, au moins empiriques, pour prévoir la trajectoire. Selon Cline (38), celle-ci serait en étroite relation avec les courants moyens et supérieurs de la troposphère ; un indice selon Estienne (39) pourrait être fourni par l'orientation des « courants de guidage » en altitude, épousant la direction que va suivre la tempête ; Riehl (40) pense que ce courant doit être cherché vers 700 mb et qu'à ce niveau la composante moyenne zonale serait celle du déplacement du cyclone... Chaussard et Laplace, étudiant particulièrement les cyclones du Canal de Mozambique (41) admettent l'existence d'un courant directeur pouvant faire prévoir le déplacement au moins initial : dans le cas où la circulation cyclonique ne dépasse pas 5 000 ou 7 000 m, le flux général entre 700 et 400 mb reste orienté zonalement à une certaine distance du centre (de l'ordre de 800 ou 1 000 km) et commande le déplacement de la perturbation. Ces auteurs reconnaissent toutefois les difficultés d'application de cet indice dans une zone à faibles données d'observations en altitude.

D'une manière générale, les idées actuelles à la suite du P. Poisson, mettent l'accent sur les variations du champ de pression anticyclonique au Sud et à l'Est de Madagascar. Le P. Poisson plaçait la trajectoire des cyclones tropicaux sous l'étroite dépendance des fluctuations des hautes pressions indiennes. Selon lui, une poussée anticyclonique se propageant vers le Nord aurait été à l'origine du brusque rebroussement du cyclone du 3 mars 1927 : formant une barrière au Sud, elle aurait obligé la tempête à se recourber vers le Nord alors que tout danger semblait écarté dans la région de Tamatave (42). Il en tirait la conclusion que le prévisionniste devait surveiller attentivement les fluctuations du champ de pression en bordure de l'anticyclone indien mais il pressentait que c'était certainement en altitude que ces fluctuations devaient être le plus significatives. On admet en grande partie ces idées aujourd'hui. Dans sa phase originelle, le cyclone de l'Océan Indien, encore très près de l'équateur n'est que peu influencé par les variations des hautes pressions qui sont sur son flanc méridional. Même lorsque celles-ci se gonflent sous l'effet d'une advection polaire, la variation de pression est surtout sensible au Sud et elle n'intéresse qu'une couche atmosphérique d'autant plus faible qu'elle se transmet vers le Nord. Elle ne peut donc influencer beaucoup le déplacement du cyclone. En revanche, lorsque ce dernier se rapproche du centre anticyclonique, il en subit mieux les fluctuations. Si l'anticyclone reste stable, le météore tend à le contourner par sa face occidentale et sa trajectoire se rapproche d'une parabole. Si l'anticyclone s'affaiblit ou recule vers l'Est, la route est libre pour la tempête dont la composante s'accroît vers le Sud, le S.W. ou même le S.E. tandis que sa vitesse de translation augmente. Au contraire, si le champ de pression subit un renforcement vers le Nord, la composante Sud diminue et peut même s'annuler : le cyclone stagne ou effectue un rebroussement.

(38) CLINE I.M. : Tropical cyclones, McMillan Cy., New-York 1926, 301 p.

(39) ESTIENNE P. : Notes de météorologie tropicale, *Revue de Géographie alpine*, Tome XXXIX, 1951, pp. 331-343.

(40) Voir 5.

(41) Voir 6 a et 6 b.

(42) Voir 18 a et 18 b.

Fréquemment cependant, les cyclones de l'Océan Indien accomplissent une trajectoire grossièrement parabolique qui la rapproche de celle définie comme le type IV du P. Colin en les faisant longer les côtes malgaches. Duvergé a émis à ce propos une intéressante hypothèse (43) : le cyclone approchant de l'île par le N.E. créerait une dorsale anticyclonique sur l'arête montagneuse de Madagascar. A la rencontre de l'obstacle orographique, des déviations dans le sens cyclonique doivent se produire dans les courants aériens alimentant la perturbation. Celle-ci, en effet, est alimentée dans sa partie antérieure par des courants d'Est (plus ou moins déviés et accélérés) ; se heurtant au relief, ces courants sont déviés dans le sens cyclonique et ainsi une dorsale peut s'établir sur la ligne de crêtes. L'alimentation postérieure, elle, est de composante Ouest : ses courants, eux aussi déviés dans le sens cyclonique, contribuent à renforcer la dorsale née des courants d'Est. Ainsi apparaît une véritable barrière anticyclonique s'opposant au passage du météore et l'invitant à incurver sa trajectoire vers le Sud ce qui l'amène à longer la côte orientale ou, quelquefois, lorsqu'il a réussi à pénétrer sur terre, la ligne majeure du relief malgache c'est-à-dire l'escarpement côtier indien (cas du cyclone Iris) (Fig. 13). Cette barrière finit cependant par être détruite d'abord par le seul effet de l'approche de la baisse isobarique du centre, ensuite par le remplacement de l'alimentation pré-cyclonique d'Est par une circulation giratoire qui se heurte moins au relief ce qui supprime ainsi la surpression.

Pour leur part, considérant que la zone anticyclonique d'altitude qui coiffe la dépression n'est que la partie substratosphérique des hautes pressions indiennes, Prudhomme et Valtat (44) pensent que l'indice de la prévision de la trajectoire doit être cherché dans l'inclinaison de l'axe de l'anticyclone océanique. Cet axe incliné vers l'équateur et dont le sommet se situe vers 12 ou 16 000 m, subit sans cesse des fluctuations ; une très légère variation de sa pente ou encore une faible translation de sa base entraîne un déplacement corrélatif mais plus grand du champ barique d'altitude. Et comme la machine cyclonique ne peut fonctionner que s'il existe un renversement du champ barique à la verticale, le déplacement de la calotte anticyclonique d'altitude guide la perturbation de surface. Aussi, l'étude des vents à la Nouvelle Amsterdam doit permettre, selon ces auteurs, de déceler les variations de l'axe et, partant, de prévoir la trajectoire.

C. *Le cyclone sur terre :*

Phénomène essentiellement maritime à son origine, le cyclone peut, bien entendu, accomplir toute sa trajectoire sur mer, se comblant quand il parvient à des latitudes trop hautes par manque d'énergie (diminution de l'évaporation sur des mers plus fraîches). Mais il peut aussi, sur son parcours, toucher la terre. Il y provoque des effets divers et importants que nous analyserons plus loin mais il subit lui-même d'importantes modifications qui, à la limite, peuvent entraîner son comblement.

D'abord sa vitesse de translation se réduit fortement par rapport à ce qu'elle était sur mer et il arrive que le cyclone stagne plusieurs jours sur un même secteur terrestre, se comblant progressivement mais, par là, occasionnant des pluies continues et importantes.

(43) Voir 4.

(44) Voir 26 a et 26 b.

Surtout, le relief, quand il est suffisamment marqué peut exercer une forte influence et cela même à grande distance (telle la formation de cette barrière anticyclonique dont il vient d'être question). Son effet le plus fréquent est de rendre dissymétrique la structure du cyclone en incurvant et déformant les isobares (Fig. 3) et de diversifier fortement les caractéristiques thermiques et hygrométriques de l'air pris dans la giration. Duvergé étudiant le cyclone du 20 au 25 décembre 1948 qui avait franchi le Tsaratanana (45) note une nette différence entre les vents d'Est de l'avant et les vents d'Ouest de l'arrière : les vents d'Est ayant franchi l'arête montagneuse s'étaient desséchés sur les flancs orientaux et réchauffés sur les flancs occidentaux ; le degré hygrométrique de l'air était devenu plus faible à l'avant qu'à l'arrière et, dès lors, l'énergie (qui, sous forme de chaleur latente de condensation est indispensable au creusement cyclonique) faisait défaut dans la partie antérieure tandis que dans la partie postérieure où continuait à circuler un air équatorial chaud et humide, les conditions demeuraient favorables au creusement. De là, la dissymétrie de la structure : à l'avant, des isobares déformées en un thalweg avec gradient et vents modérés et précipitations peu importantes ; à l'arrière, isobares restant plus circulaires avec gradient et vents plus forts, pluies plus abondantes.

Dans une certaine mesure aussi, le relief peut orienter la trajectoire cyclonique ou encore segmenter le météore. Certains seuils entre de gros obstacles montagneux sont empruntés de préférence (seuil de Vohémar par exemple) ; le gradin oriental à forte et haute pente, joue souvent un rôle d'écran protégeant les Hautes Terres : nombreux sont les cyclones qui ayant abordé la côte malgache mais ne pouvant franchir cet obstacle, suivent un parcours Nord-Sud (Iris en janvier 1965, Jane en février-mars 1970..) (Fig. 14). Surtout, la présence d'un important massif montagneux peut entraîner une véritable dislocation du cyclone et l'apparition, sous le vent du massif, de petits noyaux cycloniques secondaires ; il arrive parfois que l'un de ces noyaux se développe aux dépens du centre principal : le cyclone, affaibli d'un côté du massif, se revigore de l'autre. Bien entendu, le tracé de sa trajectoire s'en ressent fortement.

Mais le comblement demeure l'effet le plus marqué qu'exerce le relief. Sur une grande terre comme Madagascar, il peut s'opérer rapidement. Cependant, la raideur et la hauteur des pentes constituent un facteur important : les cyclones touchant l'île par la côte Est, bien que parfois très violents, s'affaiblissent plus vite que ceux pénétrant par l'Ouest : à l'Est, ils se heurtent aux roides falaises betsimisaraka, tanala ou de l'Andringitra ; à l'Ouest, ils cheminent plus facilement sur des plaines ou des plateaux moins accidentés. Mais, de toutes façons, deux causes contribuent à les épuiser. C'est d'abord la brusque chute de l'humidité atmosphérique qui entraîne la diminution de l'énergie nécessaire à l'entretien de puissants mouvements convectifs ; c'est aussi le frottement contre le sol qui dissipe une partie de l'énergie restante tandis qu'accroissant la convergence vers le centre, il amorce le comblement de celui-ci (théorie de la viscosité). Duvergé note que le comblement a tendance à se faire plutôt de nuit sous la double influence de l'affaiblissement de la convection en vertu des causes ci-dessus énumérées et de la stratification thermique due au rayonnement.

(45) Voir 4.

Il convient cependant de ne pas exagérer les effets du relief. Ceux-ci ne jouent vraiment que lorsque le météore n'est point trop intense : en pleine vigueur, un cyclone peut traverser entièrement Madagascar, se régénérant aussitôt qu'il atteint de nouveau la mer.

IV. — LES EFFETS CYCLONIQUES SUR LES ILES DE L'ARCHIPEL MALGACHE

Entre 1911 et 1975, 485 cyclones de toute intensité ont déferlé sur le Sud-Ouest de l'Océan Indien et sur le Canal de Mozambique (*) (Tableau I). Durant cette période, La Réunion a été touché une douzaine de fois, Maurice 8 fois, Rodrigues 7 fois et Madagascar 168 fois (en comptant les doubles et parfois les triples impacts d'un même cyclone ayant traversé le pays, revigoré sur mer et retouchant terre) ! Il n'est pas jusqu'aux Comores (pourtant protégées d'une part par l'écran que leur constitue Madagascar pour les cyclones venant de l'Est, d'autre part par leur situation au Nord de l'habituelle zone de cyclogenèse du Canal de Mozambique), aux petits îlots perdus dans les immensités océaniques, au territoire africain même (Mozambique) qui n'aient point à souffrir des coups directs ou tangentiels.

A. Les cyclones du Canal de Mozambique :

Ils présentent un certain nombre de caractères communs :

- Naissance fréquente entre le cap Saint-André et les bouches du Zambèze. On a déjà signalé la réunion dans ce secteur d'un ensemble de conditions éminemment favorables : dépression barométrique quasi-permanente en été, latitude suffisante, mer chaude, saillant de la côte malgache... Les advections méridionales d'air froid en été sont un élément décisif en créant une forte instabilité verticale et le schéma de Deppermann (« Point triple ») s'y trouve fréquemment réalisé lors de l'extension vers le Nord de la pointe d'un thalweg polaire.
- Faible diamètre mais souvent fort creusement, le tout associé à une trajectoire courte et à faible rayon de courbure qui fait fréquemment aborder les cyclones sur les côtes de Madagascar. Cependant, certaines perturbations à plus grand rayon de courbure, passent au Sud de l'île tandis que d'autres affectent des cheminements étonnants (Fig. 11).
- Difficulté plus grande que sur l'Océan Indien pour détecter les formations tourbillonnaires à leur naissance, les suivre, prévoir leur trajectoire... en raison de leur faible diamètre mais aussi de la rareté plus grande des postes d'observations.

De 1911 à 1975, on a pu dénombrer 85 cyclones ayant pris naissance sur le Canal de Mozambique. L'époque la plus à craindre est janvier et février (respectivement 30 et 27 cyclones) et, dans une moindre mesure, décembre et mars (12 cyclones pour chacun de ces mois). Mais on a pu compter aussi 2 cyclones en avril, 1 en octobre, 1 en novembre (Tableau I). Sur ce nombre,

(*) Selon nos propres statistiques de 1961 à 1975 complétant celles de Chaussard et Laplace pour 1911-1961. Cependant ces chiffres ne doivent représenter qu'un ordre de grandeur, compte tenu de la marge d'erreur considérable pour la période allant jusqu'à l'utilisation des photos de satellites (1967).

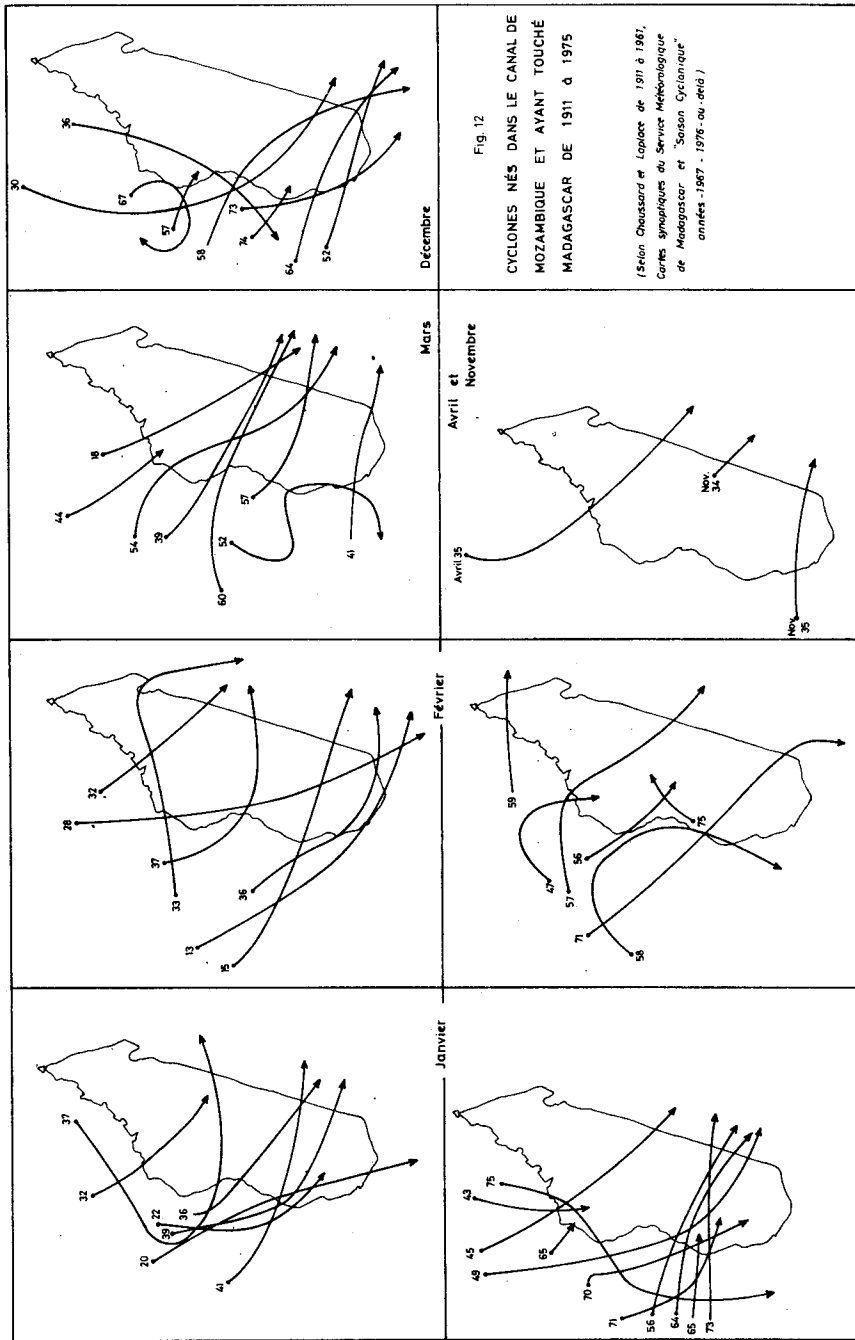


Fig. 12

CYCLONES NÉS DANS LE CANAL DE MOZAMBIQUE ET AYANT TOUCHÉ MADAGASCAR DE 1911 à 1975

(Selon Choussard et Laporte de 1971 à 1981, Cartes Synoptiques du Service Météorologique de Madagascar et "Saison Cyclonique" années 1967 - 1976 - ou -de là -)

50 ont touché les côtes malgaches (une douzaine se comblant sur terre, une trentaine ayant eu suffisamment de force pour traverser Madagascar d'Ouest en Est et atteindre l'Océan Indien sur lequel ils ont pu parfois poursuivre une longue course).

Les secteurs occidentaux sont inégalement exposés. Statistiquement, les régions situées au Nord de Majunga courent le moins de risques (2 cyclones en 64 ans) ; il en est de même pour les côtes au Sud de Tuléar (4 cyclones). En revanche, 11 cyclones ont touché terre entre Majunga et le cap Saint-André, 12 autres entre ce cap et Morondava, 22 enfin entre Morondava et Tuléar (Tableau II).

Les Comores sises au Nord de la zone de cyclogenèse sont à l'abri des perturbations du Canal de Mozambique. Mais il n'en va pas de même pour le littoral africain qui a pu se voir attaquer et parfois ravager par des cyclones nés dans le Canal de Mozambique et tournant vers l'Ouest à la suite d'un brusque rebroussement de leur trajectoire provoqué généralement par l'arrivée de hautes pressions méridionales mobiles. Même les îlots de Juan de Nova et d'Europa ont pu être frappés de plein fouet par ces cyclones malgré la faiblesse du risque statistique résultant de leur petite taille.

B. *Les cyclones de l'Océan Indien :*

Ce sont les plus nombreux : 400 ont évolué de 1911 à 1975 dans la zone de responsabilité des stations malgache et réunionnaise (jusqu'au 90ème méridien Est). Là, les cyclones de saison fraîche sont moins rares qu'on ne le croit habituellement : 19 ont été repérés dans la période concernée (6 en mai, 2 en juin, 1 en août, 2 en septembre, 7 en octobre) et il est à penser qu'on en décèlera de plus en plus grâce aux satellites météorologiques (en général ces cyclones hivernaux sont de très faible taille et n'ont qu'une vie éphémère aussi échappent-ils souvent aux méthodes classiques de détection). Les mois d'intersaison, avril et novembre, ne sont point épargnés (respectivement 24 et 17) mais c'est bien évidemment en été que se situe la grande période cyclonique : 43 en décembre, 91 en janvier, 149 en février et 58 en mars (Tableau I).

Les trajectoires sont très variées. Beaucoup évoluant au-delà de 65° E n'affectent pas, même indirectement, les Mascareignes et encore moins Madagascar. D'autres, au déplacement très septentrional, passent au Nord du cap d'Ambre mais peuvent alors constituer une menace pour les Comores qu'ils ont atteintes maintes fois en y causant parfois de très graves dégâts (cyclone sur Anjouan et Mohéli du 23 décembre 1950 : 500 morts ; cyclone de Mayotte du 2 avril 1949 ; Corrine du 19 novembre 1969 ; Georgette de janvier 1968...). Ces cyclones peuvent se recourber et pénétrer sur le Canal de Mozambique pour frapper les côtes malgaches, généralement entre Majunga et le cap Saint-André, tandis que d'autres vont achever leur course dans l'intérieur du territoire mozambicain (Kate, le 15 février 1962 ; Claude, le 5 janvier 1966 ; Georgette, le 15 janvier 1968 ; Berthe, le 4 janvier 1969 ; Corine, les 20 et 21 novembre 1969 ; Félicie, le 27 janvier 1971 ; Nelly, le 13 mars 1971...). Cependant, le plus grand nombre de cyclones évoluent entre les Mascareignes et Madagascar affectant alors souvent des trajectoires de forme parabolique les faisant longer les rivages orientaux de la Grande Ile ou pénétrer sur terre.

Madagascar a été touchée 94 fois par la Côte Est. Là aussi, les risques sont inégalement répartis bien qu'aucun secteur ne soit entièrement à l'abri.

La côte du Nord-Est entre Diégo-Suarez et le cap Masoala est la plus exposée : 47 cyclones l'ont frappée de 1911 à 1975 (*). La région de Vohémar souffre le plus, les cyclones ayant tendance à contourner le Tsaratanana par le Nord en empruntant un seuil, large d'une cinquantaine de kilomètres et situé entre 600 et 800 m d'altitude. Une autre voie assez fréquentée, passe au Sud de Diégo-Suarez ; une troisième s'allonge entre Antalaha et Mandritsara mais à plus haute altitude (entre 1 200 et 1 800 m).

Tableau I : Répartition mensuelle des cyclones des mers malgaches de 1911 à 1975

origine	Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	At	S	O	N	D	Total
Océan Indien		91	149	58	24	6	2	—	1	2	7	17	43	400
Canal de Mozambique		30	27	12	2	—	—	—	—	—	1	1	12	85
<i>Total</i>		121	176	70	26	6	2	—	1	2	8	18	55	485

Sources : *Chaussard A.-Laplace L.* (« Les cyclones du Sud-Ouest de l'Océan Indien ») pour la période 1911-1961 — *Météorologie Nationale, Service de La Réunion.* (Saison cyclonique) et *Service Météorologique de Madagascar (Cartes quotidiennes)* pour la période 1961-1975.

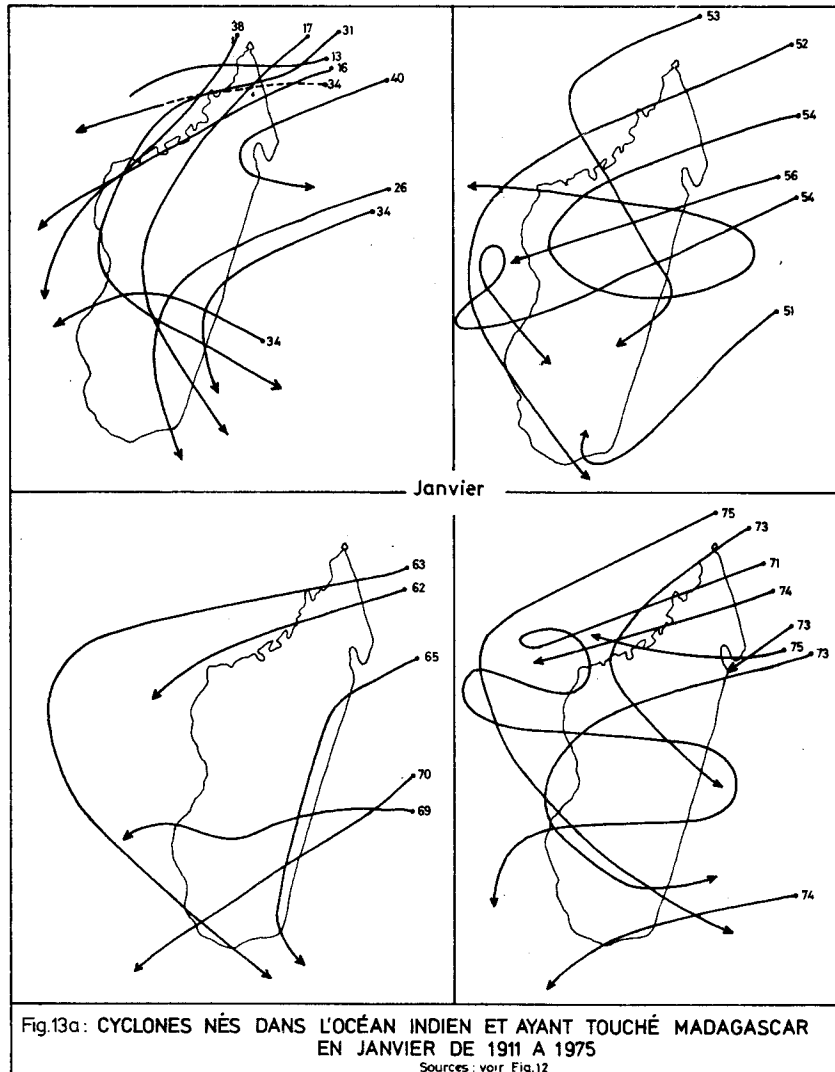
Ensuite, statistiquement, le secteur le plus exposé s'étend de la baie d'Antongil jusque vers Vatomandry (26 cyclones). Au-delà, la menace décroît : 13 cyclones entre Vatomandry et Farafangana, 6 entre Farafangana et Fort-Dauphin, 2 à partir de Fort-Dauphin. Bien entendu, toute cette bande côtière peut en outre enregistrer les coups tangentiels de cyclones n'abordant pas mais évoluant parallèlement au rivage.

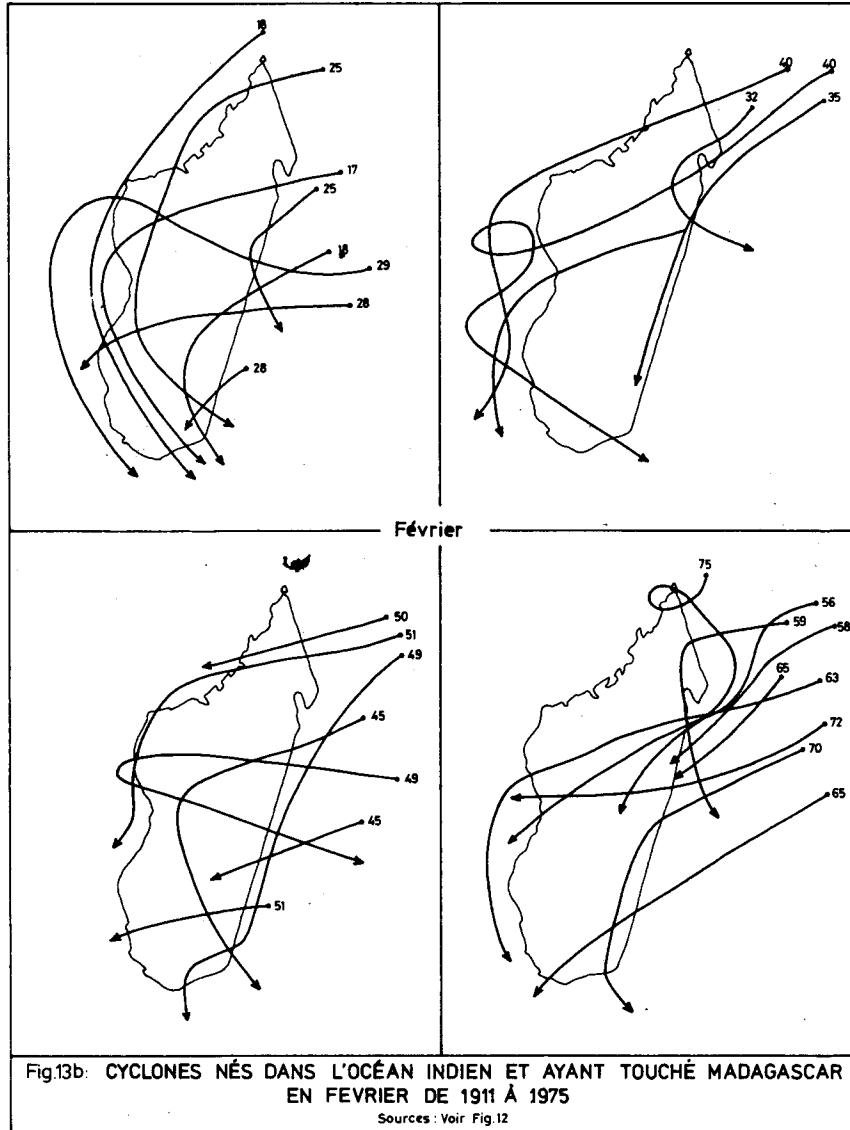
Rares finalement sont les cyclones abordant par l'Est et se comblant sur terre (moins d'une douzaine au total). Beaucoup, insuffisants pour franchir le gradin côtier, incurvent leur route vers le Sud en suivant la ligne maîtresse du relief, décrivant une boucle à grand rayon de courbure les ramenant sur l'océan où, régénérés, ils peuvent poursuivre leur route très loin vers le Sud-Est. Près de 60 d'entre eux ont traversé Madagascar d'Est en Ouest. Se réactivant sur le Canal de Mozambique, ils ajoutent alors sur les côtes occidentales leur menace à celle des cyclones issus de cette mer : 21 ont en effet touché terre une seconde fois et frappant alors les mêmes secteurs plus particulièrement exposés : 5 entre Majunga et le cap Saint-André, 2 entre ce cap et Morondava,

(*) « Les ouragans paraissent moins à craindre dans le Nord de Madagascar que dans les autres parties de l'île » disait ainsi en se trompant lourdement, à la page 22, la *Notice géographique sur l'île de Madagascar* rédigée par V.A. Barbie du Bocage dans le Bulletin de la Société de Géographie de juillet-août 1858.

10 entre Morondava et Tuléar. Certains mêmes peuvent accomplir une seconde traversée de l'île dans le sens Ouest-Est cette fois, reprenant à nouveau vigueur sur l'océan (Fig. 10).

Les régions centrales de Madagascar sont moins exposées que les côtes. C'est l'extrême Nord qui souffre le plus : l'isthme étroit est parcouru par des cyclones en pleine force. Plus au Sud, joue la protection des falaises orientales et intervient la plus grande largeur du pays. Les Hautes Terres ne connaissent ainsi que des résidus cycloniques (« queues de cyclone ») ou des noyaux secondaires suivant de longues trajectoires sinueuses difficilement prévisibles. Mais l'affaiblissement des tempêtes et surtout de leurs vents est considérable dès que le cyclone touche terre aussi, sur les régions centrales, les dangers





proviennent surtout des pluies. Enfin, le Sud des Hautes Terres, plus bas, plus pénétrable par l'Ouest, constitue une zone de passage très fréquentée, surtout pour les cyclones venant de l'Ouest. Une grande partie des pluies sur l'extrême Sud est enfin due aux cyclones et l'on constate une nette concordance entre le déficit en eau du Sud et du Sud-Ouest et les années où les passages cycloniques ont été absents ou peu nombreux.

S'il est incontestable que certains secteurs soient plus frappés que d'autres (cas de Nosy-Varika dévastée quatre fois en cinquante ans : deux fois en 1934 puis en 1969 par Dany et en 1970 par Jane), il convient cependant de ne pas faire appel à la fatalité. A ce propos, nous citerons Duvergé :



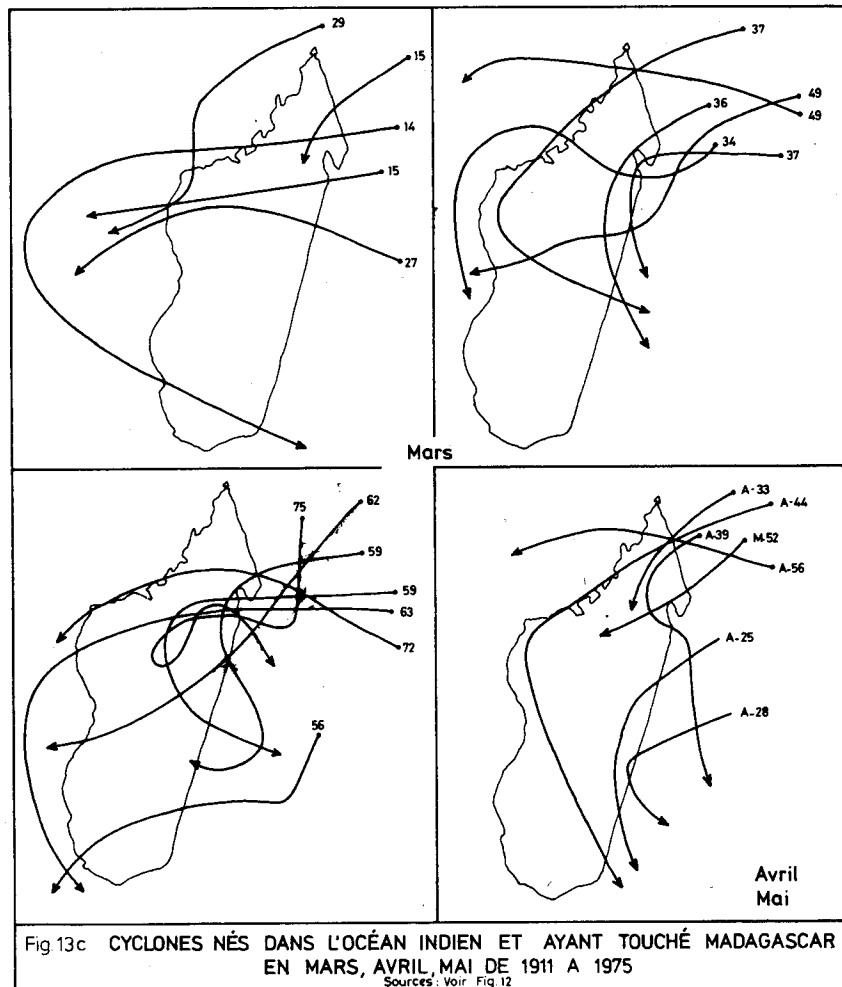
Tableau II : Zones d'impact des cyclones ayant touché Madagascar

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
I. — Cyclones venant de l'Océan Indien													
J	13	7(1)	7(1)	—	2	29(2)	1	3(1)	1(1)	4(4)	—	9(6)	38(8)
F	8	11(1)	5	4	—	28(1)	—	2(1)	1(1)	3(2)	—	6(4)	34(5)
M	8	7	—	2(1)	—	17(1)	—	3(2)	—	1(1)	—	4(3)	21(4)
A	3	1	1	—	—	5	—	1(1)	—	—	—	1(1)	6(1)
M	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
O	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
N	2	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	2
D	11	—	—	—	—	11	—	1	—	3(3)	—	4(3)	15(3)
Tot.	47	26(2)	13(1)	6(1)	2	94(4)	1	10(5)	2(2)	11(10)	—	24(17)	118(21)
II. — Cyclones nés dans le Canal de Mozambique													
J	—	—	—	—	—	—	—	4	3	11	—	18	18
F	—	—	—	—	—	—	1	3	4	4	1	13	13
M	—	—	—	—	—	—	—	2	3	2	1	8	8
A	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	1
N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1
D	—	—	—	—	—	—	—	1	2	5	1	9	9
Tot.	—	—	—	—	—	—	1	11	12	22	4	50	50
Tot. Gén.	47	26(2)	13(1)	6(1)	2	94(4)	2	21(5)	14(2)	33(10)	4	74(17)	168(21)

1 = N.E. (du cap d'Ambre au cap Masoala) ; 2 = Centre N.E. (du cap d'Ambre à Vatovandry environ) ; 3 = Centre Sud (de Vatovandry à Farafangana environ) ; 4 = S.E. (de Vatovandry à Fort-Dauphin) ; 5 = Sud (au sud de Fort-Dauphin) ; 6 = Total côte Est.

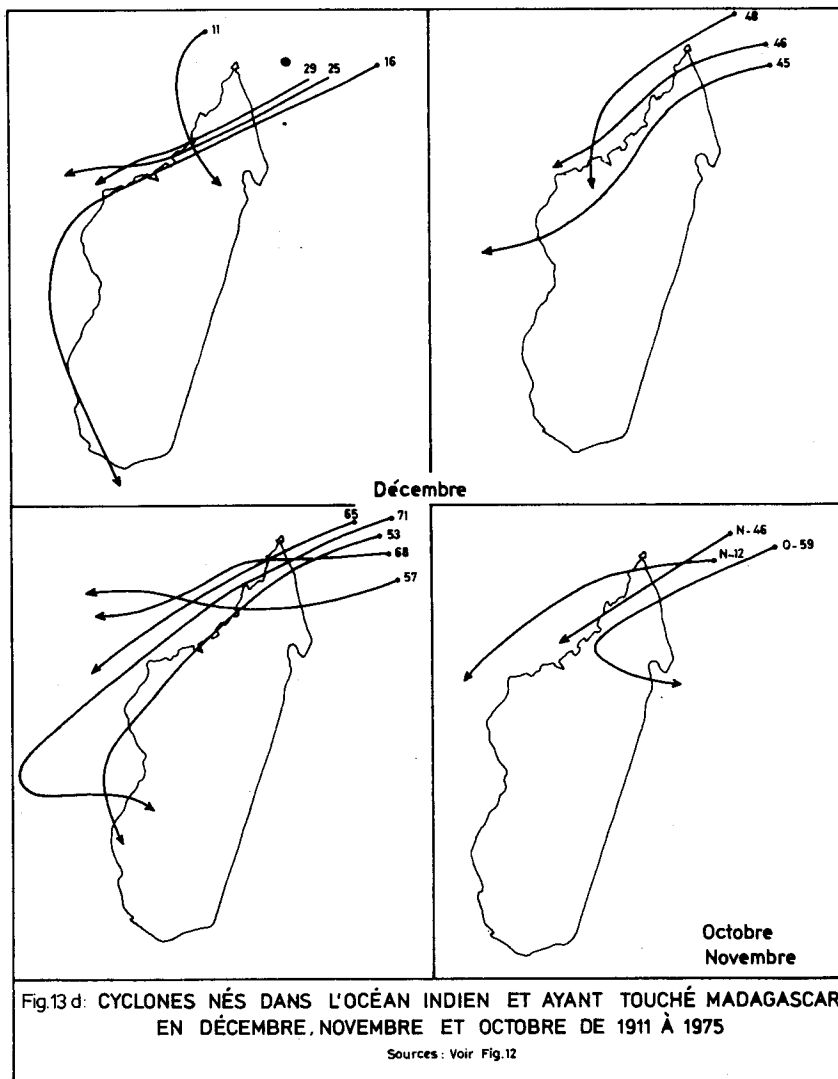
7 = N.W. (au nord de Majunga) ; 8 = De Majunga au cap Saint-André ; 9 = du cap Saint-André à Morondava ; 10 = de Morondava à Tuléar ; 11 = au sud de Tuléar ; 12 = Total côte Ouest ; 13 = Total général.

Les nombres entre parenthèses indiquent les 2èmes et éventuellement 3èmes impacts sur les côtes de cyclone ayant traversé une fois et éventuellement une deuxième fois le pays. Ils sont compris dans le chiffre précédent.



« Certains observateurs ont été frappés par le fait que les cyclones destructeurs atteignent toujours des localités importantes. Remarquons d'abord qu'un cyclone n'est destructeur que s'il a quelque chose à détruire. La même tempête sera jugée de façon très différente selon qu'elle abordera la côte à Tamatave ou entre Morondava et Morombe par exemple. Cette lapalissade étant admise, il semble que certains points soient spécialement visés par les cyclones (par exemple, Tamatave a subi trois cyclones destructeurs en 22 ans). Il n'est pas impossible que les villes perturbent quelque peu l'atmosphère et influent ainsi sur la circulation aérienne... Il nous paraît cependant plus simple de souligner que les villes sont bâties dans un endroit donné parce qu'elles y trouvaient certaines conditions géographiques favorables (présence d'une baie, d'une île, débouché d'une vallée, etc.). Or, ces conditions géographiques se répercutent sur la circulation des cyclones et par suite sur leur trajectoire » (46).
Un géographe n'eut pas mieux dit !

(46) Voir 4, p. 83.



C. Les effets cycloniques :

Le cyclone organise une zone de très mauvais temps sur les régions qu'il traverse ou effleure. La couverture nuageuse, basse et continue, est constituée de nuages de l'étage moyen puis, plus près du centre, par des cumulonimbus avec ou sans précipitations. La radiation solaire arrêtée, un rafraîchissement sensible de la température peut être observé. Les pluies, généralement abondantes, peuvent devenir diluviennes en certains secteurs sous l'effet de l'orographie ou encore quand le cyclone stagne ou amorce son comblement.

Dans nos régions, les maxima sont enregistrés à la Réunion en raison du relief très tourmenté de cette île : 1 853 mm en 24 h le 7 avril 1958 à Aurère

(940 m d'altitude) (6) ; lors du cyclone Denise, 1 825 mm le 7 janvier 1966 à Foc-Foc à 2 260 m (7) ; au passage du cyclone Hélène, on a enregistré : 1 688,1 mm à Bélouve, 1 160 mm à Cilaos, 1 100 mm à Hell-Bourg le 28 février 1964 et, du 26 au 29 février inclus, ce même cyclone a apporté 2 708 mm d'eau à Bélouve, 1 760 mm à Cilaos et 1 620 mm à Hell-Bourg ! Ces pluies peuvent persister longtemps après le passage cyclonique proprement dit : une semaine après le passage de la dépression tropicale Dolly, on a noté en 48 h (13 et 14 février 1972) : 851 mm à Chisny, 990 mm à Foc-Foc, etc. Or, ces pluies revêtent souvent une très forte intensité horaire : 73,5 mm en une heure à Foc-Foc (et encore 111,5 mm en une heure trente et 203,5 mm en six heures) pour le cyclone Gilberte (février 1969) ; 79 mm en une heure à St-Denis, 100 mm à Plaine des Palmistes, à Menciol Saint-André et en plusieurs autres stations lors du cyclone Inès, le 16 mars 1975.

A Madagascar, il est fréquent que 700 ou 800 mm d'eau tombent sur une station en trois ou quatre jours consécutifs : lors de la dépression Iris, Ambalantany (sous-préfecture de Farafangana) a reçu 367,0 mm en 24 heures le 23 janvier 1965 (8) ; le 15 janvier 1968, Maroambihy obtenait 371,1 mm par le cyclone Georgette ; Vohilava notait 392,0 mm le 4 février 1969 avec le cyclone Dany...

Sur les îles plates, atolls et récifs entourant Madagascar, surtout dans le Canal de Mozambique, les précipitations sont forcément plus faibles. Néanmoins, Europa enregistrait 111,0 mm en 6 heures le 17 février 1969 alors que le cyclone Gilberte était encore à 100 km d'elle (dont 72 mm en une heure) ; elle avait recueilli 214,9 mm le 23 décembre 1966 et 437,0 mm le 24 décembre 1966 lors du cyclone Daphné...

Le cyclone s'accompagne aussi de vents très violents et certaines rafales peuvent atteindre et même dépasser 200 km/h :

Le cyclone Monique a donné à Maréchal (Rodrigues) des vents moyens de 193 km/h avec des pointes à 276 km/h le 29 mars 1968 alors que le centre était encore distant de 50 km. Dans cette même station, en février 1972, le cyclone Fabienne a occasionné des vents de 254 km/h et on notait à Pointe-Canon, des rafales à 238 km/h. A Maurice, le cyclone Danielle a provoqué des pointes à 220 km/h avec une vitesse moyenne de 130 km/h le 19 janvier 1964 (*).

Sur Europa, lors du cyclone Gillette, pendant 32 heures, le vent a soufflé à une vitesse moyenne supérieure à 74 km/h avec des pointes à 148 km/h (de 04 T.U. le 17 février 1969 à 12 T.U. le 18 février), le maximum ayant été atteint avec 167 km/h dans une rafale à 07 T.U. Sur Madagascar aussi, des vitesses semblables existent : dans la cuvette d'Andapa, un tourbillon secondaire du cyclone Georgette a engendré des rafales de 185 km/h le 15 janvier 1968 ; à Morombe, le vent moyen a été de 177 km/h avec des maxima à 204 km/h pendant le cyclone Daphné le 25 décembre 1966, etc...

Sur terre, l'effet de friction du substratum s'accroissant, les vents faiblissent mais peuvent encore demeurer forts. Or, leur caractère giratoire leur

(*) A Maurice, selon des statistiques établies sur 90 ans (1876-1966), les vitesses des vents cycloniques ont atteint 87 fois plus de 80 km/h, 40 fois plus de 100 km/h, 11 fois plus de 160 km/h, 4 fois plus de 200 km/h, le maximum ayant été enregistré lors du cyclone Carol avec 253 km/h en février 1960.

communiquent une force d'impact bien supérieure à celle engendrée par un écoulement laminaire. Ils sont surtout à craindre sur les littoraux, moins dans l'intérieur des terres.

Le déchaînement de tous ces éléments météorologiques précède et suit le passage de l'œil. Tous sont bien connus et ont été maintes fois décrits tant sur Madagascar que sur d'autres régions et nous n'insisterons donc point davantage. Nous nous contenterons de donner deux exemples. Le premier concerne la situation cyclonique ayant régné sur la Grande Ile le 3 janvier 1967 (Fig. 7).

Une structure isobarique « binoculaire » caractérise le 3 janvier la situation de surface. Deux cyclones, l'un dans le Canal de Mozambique, l'autre sur l'Océan Indien, entourent alors Madagascar. En outre, un couloir dépressionnaire prend le Sud malgache en écharpe selon un axe S.E.-N.W. et va rejoindre le cyclone Florence lequel est réactivé par l'advection méridionale d'air frais. Le R.S. de Tananarive-Ivato montre la saturation de l'air jusqu'à 400 mb et l'instabilité des couches jusqu'à ce niveau. Il s'agit d'un air chaud (température pseudo-adiabatique potentielle de 22°) au sol comme en altitude ce qu'attestent les températures de surface des stations malgaches et des îles (partout supérieures à 25° , souvent à 27° sauf sur les Hautes Terres du fait de l'altitude). Les points de rosée témoignent du fort degré hydrométrique de l'air. Cependant, cette situation dépressionnaire s'arrête vers 4 500 m. A cette altitude, la carte des courants montre que Madagascar reste sous l'influence de l'anticyclone indien (scindé en deux cellules) et que seul le Sud persiste à être intéressé par la dépression polaire. De toutes façons, les perturbations tropicales ne se rencontrent plus à ce niveau. Bien entendu, ces masses d'air humide et instable qui baignent l'île, organisent toute la journée des pluies importantes et généralisées. Les maxima sont observés au cap Masoala où les courants cycloniques heurtent la barrière montagneuse, sur le cap Saint-André frappé de plein fouet par les flux de N.W. du cyclone Florence, au Sud de Morondava enfin, secteur qui correspond à l'extrémité du couloir frontal méridional. Sont épargnées par les pluies les régions sises sous le vent des courants cycloniques, derrière des barrières orographiques faisant écran (Andringitra, massif du Masoala) et aussi l'extrême Sud où doivent se produire des effets de foehn dans les courants de direction sub-méridienne descendant des Hautes Terres. La nébulosité est généralisée pendant toute la journée par des nuages de l'étage moyen qui, par exemple donnent à Tananarive un ciel restant couvert à 7/8 (8/8 même à 15 T.U.).

Le deuxième exemple sera fourni par le cyclone Geneviève qui a sévi du 10 au 17 janvier 1970 (Fig. 9).

Une zone de C.I.T. très active se situe le 9 janvier dans le Nord de l'Océan Indien, ponctuée de dépressions plus ou moins creusées. Les vents de N.N.W. épais et forts, accentuent le creusement de l'une d'elle au voisinage d'Agalega au moment même où passe une dépression polaire bien marquée dont la pointe septentrionale rejoint la Z.C.I.T. Ainsi se crée une dépression de point triple par 12° S et 86° E. La circulation dépressionnaire s'accroît très vite et, dès le 11, la photo du satellite permet de la classer en phase X1. Entre le 11 et le 12 janvier, un nouveau thalweg polaire atteint le Sud de Madagascar, ouvrant ainsi un col entre les hautes pressions et attirant la trajectoire de Geneviève. Celle-ci s'oriente alors vers le S.S.W., passe près de Tromelin dans la nuit du 11 au 12 et se trouve le 12 par 17° S et 54° E au N.N.W. de la Réunion.

Le 13, le maintien d'une dorsale indienne sur Madagascar ralentit le déplacement de la perturbation qui doit infléchir sa route vers le S.W. Le 14, un

nouveau front froid apparaît : le CUSP, très marqué sur la carte des 1 500 m du 15 attire Geneviève tandis que, dans le même temps, se gonfle l'anticyclone d'Arabie (intensification et épaississement des vents de Nord sur Dar-es-Salam). Sous ce double effet, Geneviève passe au stade de « cyclone tropical » de phase X3 dans l'après-midi du 15. La forte invasion d'air de mousson qui atteint l'air polaire méridional se traduit sur Tromelin par une intensification des orages et un renforcement de la vitesse des vents de secteur Nord sur cette station (35 kts en surface et 40 kts à 3 000 m le 15 à 12 T.U.).

Les 16 et 17 janvier, Geneviève s'oriente vers l'W.S.W., accélérant sa vitesse de translation. Elle touche le littoral malgache au Sud de Farafangana dans l'après-midi du 16, traverse rapidement le Sud de la Grande Ile le 17. Mais le frottement sur le sol l'affaiblit et elle régresse au stade de « dépression tropicale » de phase C⁺. On note en même temps une atténuation des circulations en présence ce qui contribue certainement à amoindrir la virulence du météore. Les 18 et 19 janvier une nouvelle dépression apparaît au S.W. du Canal de Mozambique. La dépression polaire qui se trouvait la veille au Sud d'Europa glisse vers l'Est, attirant vers elle Geneviève qui infléchit sa trajectoire vers le Sud puis vers le S.E. finissant par s'intégrer dans le courant des perturbations sub-polaires.

Les cartes de variations de pressions en 24 heures permettent de suivre la trajectoire de Geneviève à partir du moment où elle a commencé à intéresser Madagascar. La plus forte baisse enregistrée (- 7,5 mb) a affecté le 16 janvier la région de Farafangana, c'est-à-dire celle par où le cyclone a pénétré sur l'île. Les cartes à 500 mb mettent en évidence la présence d'une goutte froide le 15 janvier, jour de la transformation en « cyclone tropical » : l'instabilité verticale a fortement augmenté ce jour-là et explique l'intensification du météore.

Pendant toute la période, les pluies ont été extrêmement abondantes. Jusqu'au 12, elles ont essentiellement affecté l'extrême Sud et s'expliquent alors par le passage alterné de dépressions et d'anticyclones mobiles méridionaux. Avec l'arrivée des courants de N.W. sur Madagascar, elles se déclanchent sur la côte du N.W. le 12 et s'y intensifient le 13. Le 14, les pluies d'origine purement cyclonique prennent le plus d'importance : elles affectent alors essentiellement la côte Est et la zone d'intensité maximale des précipitations se déplace avec Geneviève vers le Sud. Dès le 15, une situation anticyclonique commence à immuniser partiellement l'extrême-Nord. Le 16, les pluies deviennent très copieuses sur le centre de la côte Ouest : c'est une illustration de l'influence des courants de S.W. sur le littoral sakalava par cyclone centré au large de la côte S.E. Les masses d'air circulant autour du cyclone sont en effet particulièrement instables (Cf. le R.S. de Tananarive-Ivato du 16 janvier). La traversée du Sud malgache s'accompagne cependant de précipitations modérées, le cyclone s'affaiblissant. Sur le Nord du pays, le temps s'améliore et d'ailleurs les pluies deviennent seulement locales. La C.I.T. se reforme au Nord de Diégo-Suarez. Bien entendu, Madagascar a payé le tribut habituel : inondations de villages, pertes de vies humaines dans le Sud (quatre morts).

Il arrive pourtant que le cyclone, paradoxalement, engendre le beau temps sur certains secteurs bien localisés. Nous voulons parler des effets de foehn qui peuvent se produire par subsidence des masses d'air englobées dans la circulation cyclonique lorsqu'elles descendent sur les flancs d'une montagne. A la Réunion, de tels effets ont été maintes fois signalés. A Madagascar, ils se produisent assez souvent aussi. On connaît bien ceux formés sur les régions occidentales lorsqu'un cyclone vient de l'Est. Inversement, sur certains secteurs côtiers orientaux, de semblables phénomènes ont lieu quand un cyclone stagne

ou passe au S.E. de l'île en déterminant sur les rivages du S.E. un épais régime d'Ouest qui tend à descendre des Hautes Terres ou même de l'Andringitra. Mais, inversement, il arrive qu'un cyclone fasse pleuvoir sur la côte opposée car il ne faut pas oublier que l'air humide et instable entraîné dans la giration cyclonique couvre une zone bien supérieure à celle du météore proprement dit.

Sur mer et sur les rivages, les effets cycloniques sont aussi fort importants. L'approche d'un cyclone rend la mer agitée très loin du centre cyclonique. Des vagues de 10 m de haut ont été vues. En s'éloignant des vents qui les ont fait naître, ces vagues prennent un profil plus régulier car leur crête décroît. La houle peut se déplacer à plusieurs milliers de kilomètres de son lieu de formation. En se rapprochant de la côte, les vagues peuvent avoir leur structure de nouveau perturbée par les différences de profondeur des fonds marins et les irrégularités du relief côtier. Atteignant les estuaires, elles peuvent endommager digues et navires. Coïncidant avec une marée haute, des inondations peuvent survenir. Quand le centre du cyclone est à moins de 150 km de la côte, on enregistre une rapide élévation des eaux amenées par le vent sur le rivage et il se forme de véritables « montagnes aquatiques » pouvant atteindre 5 m au-dessus du niveau normal de la mer. Quand passe le centre, elles peuvent dépasser celui-ci de 5 à 7 m, d'où les risques d'inondations pour les régions intérieures. Cependant les effets marins demeurent très variables. Ainsi, des observations faites par la Capitainerie du port de Tamatave lors du passage d'un cyclone au voisinage immédiat de cette ville en février 1935 et dont nous extrayons les données suivantes (47) :

Le cyclone venait du N.E. et son centre passa à 5 km au Nord et à l'Ouest de la station météorologique le 20 février, peu avant 03 T.U. Il avait été annoncé officiellement la veille depuis 15 heures et pressenti depuis le 18 février. C'était un cyclone d'intensité assez forte quoique non destructeur ; la vitesse des vents observés atteignit à Tamatave 105 km/h pendant une heure entière et 118 km/h au cours d'une rafale. Le minimum barométrique sur cette station fut de 989 mb. Il n'y eut pas de raz de marée. Le marégraphe installé au fond de la darse avec laquelle il communique par un canal d'une dizaine de mètres, n'enregistre donc pas la physionomie de la houle au large mais accuse bien l'agitation de la mer dans l'intérieur du port et permet de suivre les lentes variations de son niveau.

Le 18 février en fin de soirée, dans la partie abritée du port, il a été observé par le Capitaine, une petite houle à peine perceptible et de direction mal définie, déferlant en même temps tout au long de la plage, sans rouler, et avec un bruit relativement plus sec que de coutume. Ce bruit caractéristique de la mer brisant d'une façon uniforme sur la plage pourrait être un signe précurseur du cyclone. Toutefois, ne donnant pas d'indications précises de direction, il ne saurait être de grande utilité. Il s'agit probablement d'une première onde longitudinale très superficielle. Le barographe enregistre la basse mer à 19 h 53 d'une hauteur de 40 cm et son tracé est normal.

Le 19 février, dans la matinée, la mer grossit considérablement, le vent très fort de Sud empêchant de distinguer la direction vraie de la houle. Dans l'après-midi, la houle caractéristique d'ouragan étant bien établie, on peut observer sa direction au déferlement violent sur la partie E.N.E. des récifs. A la fin de la journée, les lames passent par dessus la digue extérieure qui est à la

(47) CAPITAINERIE DU PORT DE TAMATAVE : Rapport du 1^{er} avril 1935.

côte + 6,0 mais en talus du côté du large. Sous l'effet combiné de la houle et du vent, la mer devient très grosse à l'extérieur des ouvrages de protection. Le port, abrité du vent par la pointe Hastie et de la houle par le Grand Récif et la jetée, reste relativement peu agité. Dans la nuit, le centre cyclonique se rapprochant, la houle pénètre dans la rade y déterminant une forte agitation de la mer qui commence à battre les môles et contourne en partie l'ouvrage de protection de la pointe Tanio. Le marégraphe donne les indications figurées dans le Tableau 3 suivant :

Tableau 3: HAUTEUR DE LA MER À TAMATAVE LES 19,20 et 21 Février 1935				
	Date et heure	Etat de la mer	Hauteur calculée (cm)	Hauteur enregistrée (cm)
	19. 01. 59	Pleine	100	97
	08. 06	Basse	40	42
	10. 09	Pleine	100	98
	20. 18	Basse	40	48
	20. 02. 29	Pleine	100	120
	08. 31	Basse	40	64
	14. 38	Pleine	100	103
	20. 46	Basse	40	45
	21. 02. 51	Pleine	90	91
	08. 59	Basse	40	33

la "hauteur calculée" est celle donnée par l'Annuaire des marées ; la "hauteur enregistrée" est la moyenne de l'amplitude des oscillations

Le tracé du marégraphe est normal jusque vers 18 h. A partir de là, l'amplitude des oscillations enregistrées augmente, d'abord assez rapidement passant de 6 ou 7 cm à 18 h, à 15 cm au moment de la basse mer puis plus lentement ensuite, atteignant 22 cm avec une période de 7 à 8 minutes pendant l'accalmie.

Le 20 février, au moment de l'accalmie, le clair de lune permet de distinguer au large une mer démontée avec houle énorme et confuse. Après le passage du centre à 4 heures, le vent saute au N.N.E. avec une violence accrue, balayant la rade, non abritée en cette direction. « Mer très creuse, très agitée, état persistant jusqu'à 14 h au moment où le vent redevient modéré » dit le capitaine du port. Au large, il est observé dans la matinée, une mer démontée avec houle confuse et irrégulière de Sud, le cyclone étant alors en grande partie sur les terres. A partir du passage du centre, l'amplitude des oscillations de la houle diminue progressivement jusqu'à 12 h où le tracé du marégraphe rede-

vient normal. Les chiffres de ce dernier pour la journée du 20 sont donnés dans le Tableau : il faut noter que le passage du centre au plus près a lieu à 03 h et qu'à ce moment-là le niveau le plus fort enregistré atteint 130 cm au maximum d'une oscillation à 03 h 15 ; notons en outre que la pleine mer calculée pour 02 h 29 a été retardée et prolongée.

Le 21, la mer n'est plus que houleuse et la houle établie au S.E. diminue progressivement. Le tracé du marégraphe se rapproche de la normale.

De ces observations, il ressort que les effets du cyclone sur l'état de la mer ont nettement précédé ou suivi les modifications du niveau, donc qu'il n'y a pas eu de gonflement de la mer précédant le centre à une distance suffisante pour en tirer une prévision. Le cyclone présentait cependant au marégraphe son avant gauche longtemps considéré comme son secteur le plus favorable (dans l'hémisphère Sud) pour l'observation de ce gonflement. Ce n'est qu'au moment où le marégraphe se trouvait dans la partie active du météore qu'une élévation nette du niveau a été enregistrée, de l'ordre de 20 à 25 cm seulement. Après le passage du centre, l'observation du niveau a été un peu plus importante et un peu plus prolongée, probablement par suite de la position du marégraphe au fond du port où le vent très fort de N.N.E. produisit une accumulation d'eau. Pour la même raison, selon certains témoins, la mer aurait monté davantage sur la partie du rivage exposée au vent directement. Douze heures avant et douze heures après, aucune altération du niveau de la mer n'a été remarquée bien que la mer au large présentât alors une agitation appréciable. On peut cependant penser que l'âge du cyclone doit jouer un rôle important dans les phénomènes de gonflement de la mer et du raz de marée outre, bien entendu, la disposition géographique et topographique du littoral et la position de la station par rapport à la trajectoire. Un cyclone adulte, c'est-à-dire bien formé, creux depuis deux ou trois jours, doit nécessairement produire des effets plus considérables sur l'océan puisque ces effets ont leur origine dans l'action persistante des vents en rotation sur la mer. Or, le cyclone examiné ici, n'avait pas 48 heures d'existence propre bien qu'issu d'une dépression amorphe depuis longtemps.

Tous ces effets météorologiques et hydrologiques, pour importants qu'ils soient, sont relégués au second plan par rapport aux effets destructeurs des cyclones tropicaux. Ceux-ci résultent essentiellement de la violence des vents, de la durée et de l'intensité des pluies et, plus accessoirement, des mouvements de la mer sur les rivages.

Sur les rivages et les petites îles, deux effets sont fondamentalement à craindre : la tempête marine et les vents. Le cyclone engendre une houle pouvant se propager à des milliers de kilomètres de son point d'origine. Passant au plus près des côtes, il soulève la mer en vagues de plusieurs mètres de creux capables de balayer le littoral, d'y transporter des blocs de rocher de plusieurs tonnes, d'y faire échouer des bateaux, ravageant les cases, dévastant les champs, coupant les routes, les voies ferrées et les ponts, ensablant de vastes secteurs... Le vent, très violent, ajoute ses effets destructeurs.

C'est de la combinaison de ces deux éléments qu'eurent à souffrir les petites îles de l'archipel Cargados-Carajos complètement submergées le 17 avril 1928. A la Réunion, Saint-Paul et Saint-Leu furent dévastées par une marée de tempête cyclonique le 10 mars 1928. Toujours dans cette même île, Le Port fut inondé et sacagé le 28 janvier 1935 et une autre marée de tempête déferla sur toute la côte nord les 10 et 11 avril 1944. Europa fut partiellement noyée le 15 mars 1952. A Madagascar, les rivages orientaux ou occidentaux sont très

souvent les victimes de cyclones longeant les côtes, provoquant des tempêtes littorales dévastatrices, gonflant les rivières, inondant les plaines.

Pénétrant sur terre, le cyclone ralentit immédiatement sa vitesse de translation (effet du frottement contre le sol), stagne parfois (ce qui accroît les pluies) tandis que ses vents faiblissent considérablement bien que pouvant demeurer encore forts. Les plus graves dégâts occasionnés par les vents se circonscrivent généralement aux régions littorales : un vent soufflant à 300 km/h (très rare) exerce une pression de 240 kg au mètre carré ; cela signifie que si les bâtiments modernes construits « en dur » peuvent résister, il n'en va plus de même pour les frêles cases betsimisaraka ou sakalava. Même atténués, les vents peuvent causer beaucoup de mal aux plantations. Mais les dommages dus aux pluies sont plus généralisés. Les zones d'intensité maximale des précipitations peuvent s'étendre très loin du centre cyclonique. L'absence de drainage rapide, la saturation des sols, le passage rapproché sur une même région de deux ou trois cyclones successifs sont des facteurs favorables aux inondations : ce fut le cas en mars 1959 sur les régions du N.W., de l'Est et du centre de Madagascar (48) (Fig. 15).

Les pertes en vie humaine résultent surtout de noyades, quelquefois d'effondrement de bâtiments et de chutes d'édifices, d'électrocution, de refroidissement et de complications pulmonaires, d'épidémies enfin. Les diverses phases d'alerte lancées par les services météorologiques réduisent cependant les risques à condition que soient suivies les instructions et recommandations ce qui est loin d'être toujours le cas ! Les dommages affectent le bétail, noyé ou emporté par les eaux, les bassins de pisciculture, l'infrastructure de communications, les champs et rizières... Les fortes pluies accélèrent l'érosion, provoquent éboulements et glissements de terrain, affouillent les berges des rivières ; des alluvions stériles se déposent sur les terres cultivées ; bâtiments, routes, voies ferrées, ponts... subissent des dégâts parfois considérables qui multiplient le nombre des sans-abri et isolent des localités pour lesquelles se posent dans les jours suivants, de graves problèmes sanitaires, alimentaires, etc. Victimes humaines, dégâts matériels de toutes sortes... lourd bilan qui, chaque fois, grève l'avenir, fausse les plans, déçoit les espérances ! (49).

CONCLUSION

Les dégâts de toutes sortes occasionnés par les cyclones tropicaux ne se comptent plus à Madagascar ni non plus qu'aux Mascareignes. Le passage d'un cyclone peut annihiler en quelques heures les efforts de plusieurs années, ravager tel ou tel secteur plein de promesses, remettre en cause ou ralentir les

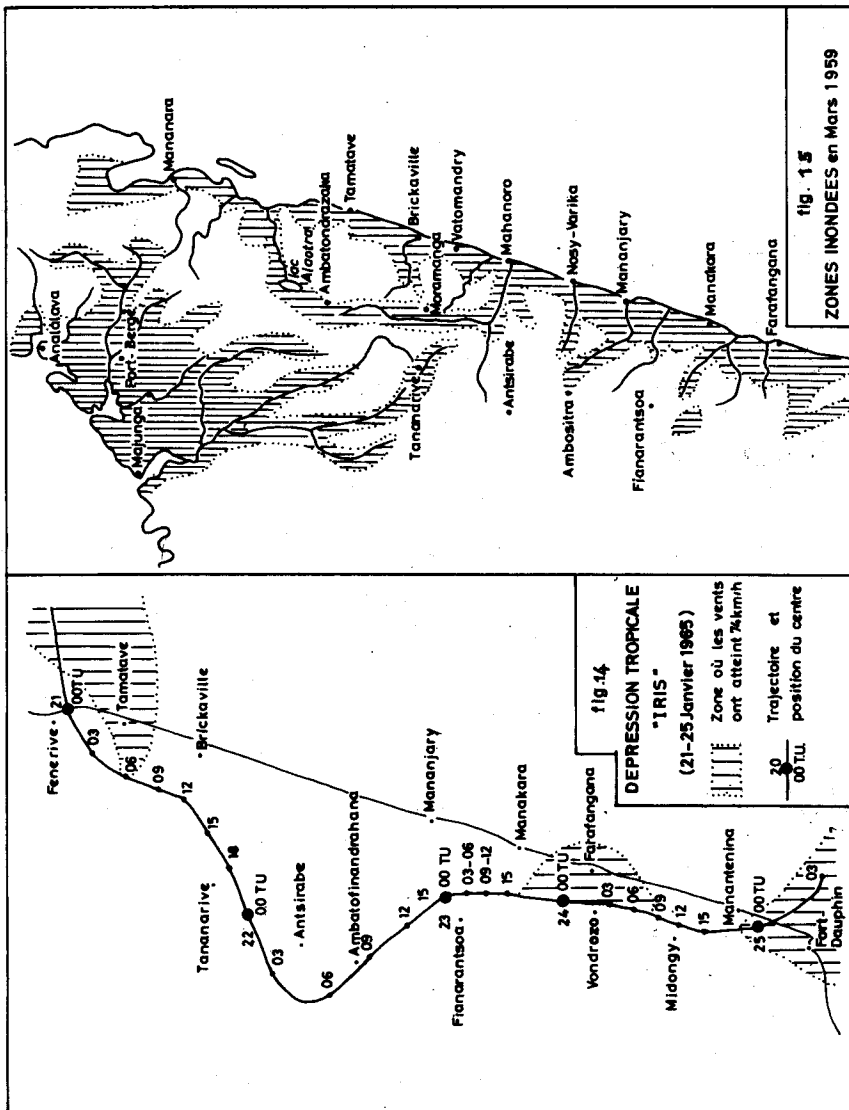
(48) ALDEGHERI M. :

a) Les cyclones de 1959, récit au jour le jour des tragiques événements des mois de février et mars 1959 à Madagascar, *Bulletin de Madagascar*, avril 1959, pp. 343-372, 5 fig.

b) Les cyclones de mars 1959 à Madagascar, *Annales Hydrographiques de la France d'Outre-mer*, Paris, 1959, Tome 1957, pp. 33-35.

(49) Chaque année, le Service Météorologique de la Réunion, publie une précieuse brochure « Saison cyclonique » qui fait le point sur les cyclones tropicaux ayant affecté le S.W. de l'Océan Indien C.R. par G. Donque dans *Madagascar Revue de Géographie*.





progrès économiques du pays, contrarier les plans publics ou privés. Ainsi s'explique l'intérêt que, de tous temps, météorologues, techniciens de toutes disciplines, responsables politiques et administratifs, paysans ou particuliers ont pu porter à ce météore. Depuis le P. Colin le grand souci des météorologues a été, dans un but avant tout utilitaire, de prévoir notamment les trajectoires. Malheureusement, le réseau d'observations du S.W. de l'Océan Indien est bien lâche et, jusqu'à ces dernières années, le prévisionniste en était réduit aux déductions tirées des simples données de surface (quand elles existaient !) ou aux indices locaux plus ou moins probants. L'utilisation des photos de satellites a permis de réaliser d'incontestables progrès en détectant, quasiment à ses tous

débuts une perturbation, en en suivant la route. Mais la prévision de celle-ci demeure encore très hypothétique : on constate la trajectoire, on ne la prévoit pas encore ! On peut espérer des résultats intéressants des nouvelles méthodes mécanographiques appuyées sur des calculs d'ordinateurs qui ont été mises en train par le Service Météorologique de la Réunion. La mise en cartes de 694 cyclones (depuis 1849) est maintenant chose faite et des conclusions de grand intérêt, encore que partielles pour l'instant, peuvent être tirées, certaines en contradiction d'ailleurs avec les conclusions auxquelles certains auteurs en étaient arrivés.

C'est ainsi que sur les 694 cyclones enregistrés depuis 1849 et qui se sont formés sur l'Océan Indien, 155 (soit 22,3 % de l'ensemble), autrement dit à peu près un sur quatre, ont touché les côtes de Madagascar ; 83 ont intéressé Maurice (12 %) et 76 la Réunion (11 %). En ce qui concerne Madagascar, la répartition par secteurs côtiers diffère de celle établie par Chaussard et Laplace et que nous avons complétée. En effet et en retenant qu'un même cyclone a pu intéresser deux ou même trois secteurs en longeant les côtes :

— 59 cyclones ont abordé entre Diégo-Suarez et le cap Masoala ce qui confirme bien que cette région est la plus menacée de toutes ;

— 46 cyclones ont touché terre entre la baie d'Antongil et Mahanoro ; 49 entre Mahanoro et Farafangana ; 50 entre Farafangana et Fort-Dauphin : ainsi, contrairement à une opinion très répandue, la région de Tamatave serait loin d'être la zone la plus menacée.

Cette méthode d'analyse des trajectoires est en cours de perfectionnement par application de méthodes américaines qui tiennent compte de la position du cyclone et de la situation météorologique d'ensemble en un instant donné. Toutes les trajectoires des cyclones depuis 1945 seront ainsi analysées et prises en mémoire par l'ordinateur. Dès lors, quand un cyclone apparaîtra, compte tenu de sa position instantanée dans une période donnée, l'ordinateur calculera la possibilité de risques de passage sur tel secteur déterminé. Cette méthode doit compléter l'analyse des cartes météorologiques (*). La météorologie tananarienne doit également être équipée d'ordinateurs qui, vraisemblablement, apporteront une aide précieuse à la prévision générale. Enfin à Madagascar, la mise en place de trois radars de détection à Tananarive, Antalaha et Morondava (Projet Cyclone) doit permettre, dans un très proche avenir, d'améliorer considérablement la prévision des trajectoires.

Prévoir la trajectoire des cyclones, déclancher les phases d'alerte pour épargner le maximum en faisant mettre les populations à l'abri, constitue certes déjà un grand pas. Peut-on aller plus loin ? Peut-on empêcher la formation du cyclone ou, celui-ci étant déjà formé, peut-on le briser avant qu'il ne devienne un danger ? La question ne relève pas de la science-fiction. Des idées rationnelles ont été émises, des expériences ont été tentées. On a songé à annihiler

(*) Des réserves peuvent cependant être faites : c'est seulement à partir de 1890 que l'on possède des renseignements exacts sur la position des centres cycloniques. Il est difficile de dire pour les périodes antérieures si les côtes malgaches ont été des points d'abordage ou ont simplement subi les coups tangentiels destructeurs de cyclones évoluant en mer. C'est seulement en tenant compte de ces coups tangentiels que s'explique le fort pourcentage de risques attribué à la région Farafangana-Fort-Dauphin.

une des conditions fondamentales de la cyclogenèse : l'évaporation qui fournit l'énergie au météore. Pour y parvenir, plusieurs moyens sont envisagés tels que recouvrir la surface de la mer dans les secteurs de cyclogenèse d'une fine pellicule moléculaire de certains produits, atténuer la radiation solaire en la filtrant par des nuages artificiellement créés... D'autres méthodes ont déjà connu un commencement d'application de la part du Centre National des Recherches de Miami où des météorologues malgaches ont été en étude : des avions ensemen- cent en particules d'iode les nuages du cyclone alors que celui-ci en est encore à sa phase de formation : le déclenchement des pluies qui en résulte a pour effet d'atténuer la force de l'ouragan et, à la limite, de faire avorter celui-ci. En 1969, des résultats jugés satisfaisants ont été obtenus lors du cyclone Debbie dans le Golfe du Mexique ; ces résultats semblent avoir été plus limités en 1971 lors du cyclone Ginger. Les expériences peuvent être momentanément suspendues mais il est certain que la météorologie appliquée n'en est encore, dans ce domaine, qu'aux balbutiements. Son avenir est essentiellement fonction des progrès qu'accomplira la science théorique de l'étude de ces calamités naturelles.

Et pourtant, en conclusion, ne peut-on point se poser la question de l'utilité des cyclones ? Certaines régions de Madagascar accuseraient en leur absence une sécheresse bien supérieure à celle que révèlent les statistiques pluviométriques. Le Sud, certes, mais aussi certains secteurs où effets dynamiques et orographiques s'imbriquent pour inhiber les mécanismes pluviométriques tels, par exemple, le seuil de Mandritsara. En effet, on constate que les années de déficit en eau qu'accusent ces régions coïncident avec la rareté, voire l'absence de passages cycloniques ; en revanche, ceux-ci gonflent les statistiques de la période au cours de laquelle ils ont déversé leurs précipitations. Des études doivent être entreprises prochainement en ce sens (*).

G. DONQUE

(*) Dont notamment par Madame Josette Randrianarison qui entreprend une thèse d'Etat sur les cyclones du Sud-Ouest de l'Océan Indien.

R E S U M E

L'auteur fait une mise au point concernant l'état des connaissances sur les cyclones du S.W. de l'Océan Indien et du Canal de Mozambique en fonction des études réalisées par les spécialistes de ce secteur et de l'apport des photos de satellites. Une première partie est consacrée à la description du phénomène qui ne diffère pas sensiblement de ceux observés dans d'autres régions du monde. Puis suit un large tour d'horizon des théories concernant la genèse des cyclones tropicaux : les théories frontologiques aujourd'hui largement dépassées, ce sont les théories cinématiques qui semblent appréhender le mieux la réalité. Une troisième partie de l'étude porte sur les zones de cyclogénèse et les trajectoires sur mer et sur terre tandis qu'une quatrième partie décrit les effets cycloniques à Madagascar et sur les îles voisines.

S U M M A R Y

The author proposes a survey of the present day state of knowledge about tropical storms of the S.W. of the Indian Ocean and Mozambic Channel, founded on researches made by specialists of this area and the study of photographs from satellites. The first part is devoted to the description of the storm phenomenom which is not very different from those observed in other regions of the world. Then, he gives an account of the genesis of tropical storms : the frontological theories are left behind and cinematic theories seem best to account for the facts. The third part of the study deals with genesis zones and sea and land paths ; as to the fourth part, it describes the effects of cyclonic storms on Madagascar and neighbouring islands.