

LES CYCLONES TROPICAUX

Frank Roux⁽¹⁾ et Nicolas Viltard⁽²⁾

(1) *Laboratoire d'aérodynamique
CNRS - Université Paul Sabatier
Observatoire Midi-Pyrénées
14, avenue Edouard-Belin
31400 Toulouse*

(2) *Centre d'étude des environnements terrestre et planétaires
CNRS - Université Versailles - Saint-Quentin
Issy-les-Moulineaux*

RÉSUMÉ

Les cyclones tropicaux sont les perturbations atmosphériques les plus dévastatrices, causant chaque année des pertes en vies humaines et des dommages considérables dans de nombreux pays de la ceinture tropicale. Du point de vue météorologique, il s'agit également de phénomènes fascinants en raison de la particularité et de l'intensité des processus physiques qui s'y produisent. Nous essayons dans cet article de faire le point des connaissances sur les différents aspects de la question, d'un point de vue tant scientifique qu'opérationnel.

ABSTRACT Tropical cyclones

Tropical cyclones are major atmospheric disturbances which cause death and destruction in many tropical countries every year. From a meteorological point of view, they are fascinating phenomena because of the intensity of the associated physical processes, some peculiar to cyclones. In this article, we try to review the present knowledge on the different aspects of tropical cyclones, from both scientific and operational points of view.

L'année 1995 fut extrêmement riche en cyclones tropicaux (figure 1). Sur l'Atlantique nord, ils n'avaient pas été aussi nombreux depuis plus de vingt-cinq ans et il faut remonter à 1933 pour en dénombrer plus. Les premiers se sont produits très tôt dans la saison, le cyclone Allison étant apparu début juin ; d'août à octobre, Erin, Luis, Marilyn et Opal ont semé plusieurs fois la désolation sur les Antilles, le Mexique et les États-Unis. Opal, qui est passé sur le Nord-Ouest de la Floride début octobre, a provoqué une vingtaine de morts et 7 milliards de dollars US de dommages. Sur l'Ouest de l'océan Pacifique, Omar a touché le Japon début octobre et Angela a ravagé les Philippines en novembre, causant des centaines de victimes et laissant sans abri plusieurs centaines de milliers de personnes. En Inde, l'arrivée d'un cyclone a provoqué des chutes de pluie et de neige très importantes sur l'Himalaya et des inondations catastrophiques sur le Nord du pays en novembre.

Cependant, pour exceptionnel que soit le cru 1995, le phénomène cyclonique est loin d'être inconnu et bon nombre de pays de la ceinture tropicale vivent constamment sous la menace de ces terribles perturbations. Pour mieux comprendre le risque cyclonique et le prévoir, de nombreux efforts ont été consentis au cours des dernières dizaines d'années. Les résultats acquis sont particulièrement impressionnants, grâce aux performances des moyens instrumentaux, aux développements théoriques, à l'utilisation de modèles numériques et à l'amélioration constante des méthodes de prévision. Nous allons ici passer en revue l'état actuel des connaissances dans les différents domaines de l'étude des cyclones tropicaux. Bien entendu, compte tenu du volume limité de cet article, il n'a souvent été possible que d'effleurer certains sujets, mais nous avons tout de même essayé d'en traiter les principaux aspects.

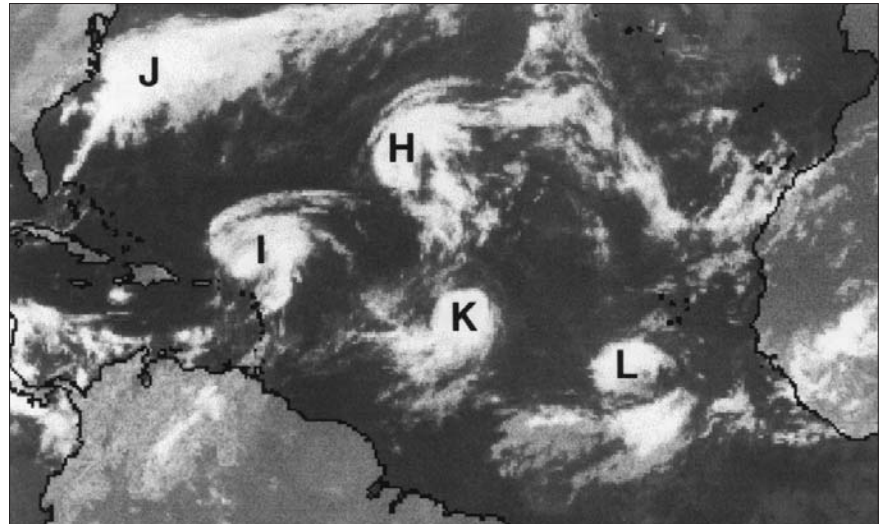


Figure 1 - Image en infrarouge prise par le satellite géostationnaire américain Goes 8 le 30 août 1995, montrant la présence simultanée sur l'Atlantique de la tempête tropicale Karen (K), des ouragans Humberto (H), Iris (I) et Luis (L), et de l'ex-ouragan Jerry (J). (Document Météo-France)

QUELQUES DÉFINITIONS UTILES

Il existe une certaine diversité quant aux définitions et appellations des cyclones tropicaux dans les différentes régions du globe. Mais, derrière différents noms, se cachent toujours, selon la définition du *Vocabulaire météorologique international* (Organisation météorologique mondiale, 1992), des « perturbations d'échelle synoptique non accompagnées d'un système frontal, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales et présentant une activité convective organisée et une circulation cyclonique, plus intense en surface qu'en altitude ».

Les phénomènes portent des noms caractéristiques en fonction de l'intensité croissante des vents de surface, moyennés sur des durées de 1, 3 ou 10 minutes selon les bassins. On appelle **perturbation tropicale** une région d'activité convective accompagnée de vents de surface modérés avec des indices de circulation cyclonique. Une **dépression tropicale** est caractérisée par une circulation fermée avec des vents inférieurs à 17 m.s^{-1} ; ils peuvent atteindre 32 m.s^{-1} au sein d'une **tempête tropicale** (on appelle parfois **tempête tropicale forte** celle où les vents soufflent à plus de 24 m.s^{-1}). Au-delà de 32 m.s^{-1} , il s'agit d'un **cyclone tropical** avec les appellations synonymes d'**ouragan** (**hurricane** en anglais) sur l'océan Atlantique et le Nord-Est du Pacifique ou de **typhon** sur le Nord-Ouest du Pacifique. Sur le golfe du Bengale, la mer d'Arabie, le Sud-Est de l'océan Indien et le Pacifique sud, on appelle **cyclone tropical** toute perturbation dont les vents dépassent seulement 17 m.s^{-1} . Les plus puissants typhons du Pacifique nord-ouest, où les vents soufflent à plus de 64 m.s^{-1} , sont appelés **supertyphons**.

Il existe deux échelles pour caractériser les cyclones selon le creusement de la dépression centrale et la vitesse des vents. Celle de Saffir-Simpson (Simpson, 1974 ; Saffir, 1977), établie pour les cyclones de l'Atlantique nord, de la mer des Caraïbes et du golfe du Mexique, comporte cinq niveaux (tableau 1).

Niveau	Pression centrale (hPa)	Vent maximal (m.s^{-1})
1	> 980	34-42
2	965-979	43-51
3	945-964	52-60
4	920-944	61-69
5	< 920	> 70

Tableau 1 - Échelle cyclonique de Saffir-Simpson.

Celle de Dvorak (1984) en comporte neuf (tableau 2).

Niveau	Vent maximal (m.s ⁻¹)	Pression centrale (hPa) (Atlantique)	Pression centrale (hPa) (Pacifique NW)
0	< 12		
1	12		
2	15	1009	1000
3	22	1000	991
4	32	987	976
5	45	970	954
6	57	948	927
7	70	921	898
8	85	890	858

Tableau 2 - Échelle cyclonique de Dvorak.

La répartition internationale du suivi des cyclones est une affaire complexe que l'Organisation météorologique mondiale essaie de fédérer au mieux. Cinq Centres météorologiques régionaux spécialisés (CMRS) assurent les prévisions de trajectoire et d'intensité des perturbations se produisant dans la zone qui leur est affectée (Soulan et al., 1996). Le CMRS de Miami (États-Unis) est en charge de l'Atlantique nord et du Pacifique nord-est ; celui de Saint-Denis de la Réunion suit les tempêtes du Sud-Est de l'océan Indien ; Tokyo (Japon) surveille les cyclones du Pacifique nord-ouest ; New Delhi (Inde) ceux du golfe du Bengale et de la mer d'Oman ; les perturbations du Pacifique sud sont sous le contrôle du CMRS nouvellement créé à Nandi aux îles Fidji. Ces centres spécialisés émettent des bulletins réguliers et des prévisions que reprennent et précisent les instituts météorologiques nationaux à destination du public, des administrations et des médias.

Un nom ou un numéro est affecté à la perturbation détectée lorsque le vent moyen dépasse un certain seuil (généralement 17 m.s⁻¹). Les noms, le plus souvent des prénoms alternativement masculins et féminins, sont pris dans des listes préétablies et régulièrement actualisées par les différents centres régionaux. On retire notamment les noms des cyclones particulièrement dévastateurs : ainsi, il n'y aura plus jamais de Hugo, Andrew ou Opal. Sur l'Atlantique nord et le Pacifique nord-est, six listes alphabétiques annuelles sont utilisées de façon cyclique et le premier cyclone de chaque année porte toujours un nom commençant par la lettre A. Les typhons du Pacifique nord-ouest portent à la fois un numéro d'ordre et un nom pris dans quatre listes, sans initialisation annuelle. Certains pays de cette zone donnent aux perturbations un autre nom qui leur est propre. La même procédure de listes non initialisées est utilisée pour le Sud-Est de l'océan Indien, le Nord de l'Australie et le Pacifique sud-ouest. Les cyclones du Sud-Ouest de l'océan Indien portent exclusivement des prénoms féminins, ceux du Nord de cet océan n'ont qu'un numéro précédé de la lettre A lorsqu'ils se produisent sur la mer d'Oman, B sur le golfe du Bengale.

CLIMATOLOGIE

Les statistiques disponibles depuis une vingtaine d'années indiquent que 80 à 85 dépressions et tempêtes tropicales se produisent en moyenne chaque année, dont la moitié environ se transforment en cyclones (Crutcher et Quayle, 1974 ; Gray, 1979 ; Frank, 1987 ; Neumann, 1993 ; McBride, 1995). Ils sont tous localisés à des latitudes supérieures à 2,5 degrés et 87 % d'entre eux à moins de 20 degrés nord ou sud (figure 2). L'hémisphère nord est largement majoritaire, en raison de l'absence de cyclones sur l'Atlantique sud et le Pacifique sud-est (nous en expliquerons les raisons plus loin). Le maximum d'occurrence se situe entre la fin de l'été et le début de l'automne boréal.



Le nombre de cyclones fluctue d'année en année, avec un écart type d'environ 10 % pour le nombre total, mais la variabilité interannuelle est plus importante (15 à 70 %) sur les différents bassins océaniques. Les écarts sont plus marqués sur le Nord et le Sud-Est de l'océan Indien, le Sud-Ouest du Pacifique et l'Atlantique que sur le Sud-Ouest de l'océan Indien, le Nord-Est et le Nord-Ouest du Pacifique. Des phénomènes pluriannuels, comme l'ENSO (*El Niño - Southern Oscillation*) pour l'océan et la troposphère tropicale et le QBO (*Quasi Biennial Oscillation*) pour la basse stratosphère, influent aussi sur l'occurrence des cyclones ; nous y reviendrons plus loin.

L'Atlantique nord génère en moyenne 10 dépressions et tempêtes et 5 ouragans par an, avec un cycle saisonnier très marqué : l'activité est concentrée de juin à novembre avec un maximum début septembre. Les 17 dépressions et tempêtes et les 9 ouragans en moyenne annuelle du Pacifique nord-est se produisent de mai à novembre avec un maximum fin août, sur une zone relativement restreinte où la température de surface de l'océan dépasse 29 °C. Le Nord-Ouest du Pacifique est la région la plus active, avec en moyenne 26 dépressions et tempêtes et 16 typhons par an, soit plus du tiers du total mondial. Sur une zone très étendue où les eaux de surface dépassent 30 °C, se produisent souvent des typhons très intenses et de grandes dimensions. Même s'il existe une forte saisonnalité, avec un maximum entre juillet et novembre et un minimum en février, le Pacifique nord-ouest est le seul bassin où des cyclones sont observés toute l'année.

Les cyclones du Nord de l'océan Indien ne représentent que 6 % du total mondial, avec en moyenne 5 dépressions et tempêtes et 3 cyclones tropicaux ; mais, en raison des hauts fonds du golfe du Bengale, de la très faible élévation des côtes et des fortes densités de population, ils provoquent souvent des dégâts considérables. Leur distribution est bimodale, avec un maximum principal en octobre-novembre et un autre secondaire en mai-juin. Entre les deux, pendant la mousson, l'essentiel des pluies se produit sur le continent. 10 dépressions et tempêtes et 4 cyclones tropicaux sont observés en moyenne sur le Sud-Ouest de l'océan Indien, avec des pics d'activité en janvier et à la fin février. Le Sud-Est de l'océan Indien et le Nord de l'Australie produisent peu de perturbations (7 dépressions et tempêtes, 3 cyclones), de décembre à avril avec des maxima en janvier et en mars. Ces perturbations, souvent très intenses, sont sujettes à des variations saisonnières plus ou moins fortes selon la latitude. Enfin, l'Est de l'Australie et le Sud-Ouest du Pacifique (en moyenne 9 dépressions et tempêtes, 4 cyclones) sont

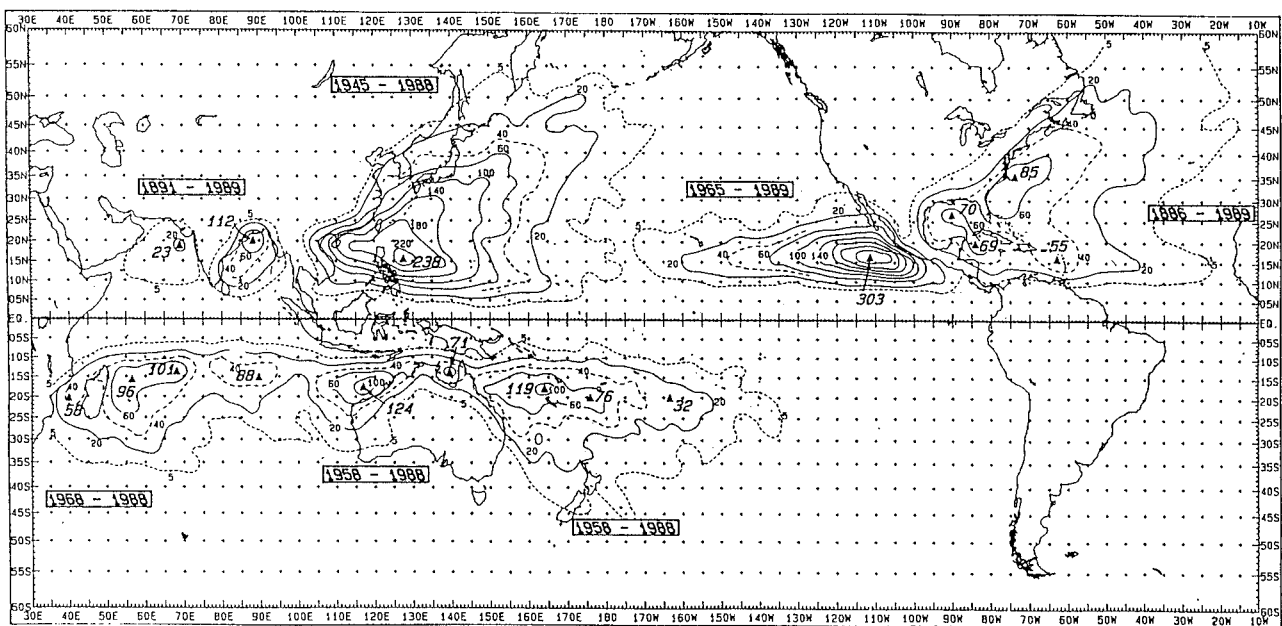


Figure 2 - Nombre de cyclones se produisant à moins de 140 km de chaque point, normalisé pour une période de 100 ans. Les triangles indiquent l'emplacement du maximum sur chaque bassin, les dates encadrées la période considérée pour la climatologie. (D'après Neumann, 1993 ; reproduit avec autorisation)

marqués par une relation étroite avec la branche sud de la zone de convergence intertropicale, dont l'activité et la position en latitude varient selon la saison. Une caractéristique remarquable du Pacifique ouest est le développement, deux ou trois fois par an, de cyclones doubles de part et d'autre de l'équateur, souvent en relation avec des épisodes de vents d'ouest équatoriaux. Ces événements pourraient être des précurseurs du phénomène El Niño.

LES OBSERVATIONS

Il n'est pas facile d'obtenir des informations précises et fiables sur les cyclones tropicaux (Gamache, 1993 ; Wells, 1993 ; Best, 1994 ; Foley, 1995). À cela, plusieurs raisons : la faiblesse du réseau météorologique sous les tropiques et l'échelle relativement petite des cyclones, le fréquent déséquilibre entre champs de vent et de température dans les régions tropicales alors qu'aux latitudes moyennes l'équilibre géostrophique est une contrainte forte sur la circulation atmosphérique, l'importance des processus diabatiques (évaporation à la surface de l'océan, condensation) et de l'advection d'humidité, phénomènes que les mesures météorologiques conventionnelles appréhendent difficilement.

Les satellites météorologiques géostationnaires sont les outils essentiels de la détection et du suivi des cyclones tropicaux. Depuis une trentaine d'années que ces satellites surveillent notre planète, aucun cyclone n'a échappé à leur vigilance. Seul le Sud-Ouest de l'océan Indien reste assez mal couvert, en bordure du champ de *Météosat* et par manque d'accès aux observations du satellite géostationnaire indien *Insat*. Des méthodes ont été mises au point pour déterminer l'intensité des perturbations à partir des seules images satellitaires. Celle de Dvorak (1984) est, de loin, la plus couramment utilisée. Les radiances dans l'infrarouge permettent d'estimer l'altitude du sommet des nuages et l'amplitude des mouvements convectifs. Les images en visible ont une meilleure définition, mais elles ne sont évidemment disponibles que de jour. On peut déduire du mouvement des nuages de basse, moyenne et haute altitude des indications sur la circulation atmosphérique autour de la perturbation. Le canal vapeur d'eau de certains satellites permet d'estimer l'humidité environnante et son advection. Les sondages effectués par les radiomètres profilers suppléent quelque peu au manque de données synoptiques pour déterminer la structure thermodynamique de l'atmosphère. Les satellites défilants (*NOAA*, *DMSP*, *ERS*) offrent une moindre résolution temporelle mais une meilleure résolution spatiale ; ils fournissent des informations complémentaires pour la détermination des zones de précipitations et pour l'estimation du vent à la surface de l'océan.

Une autre source d'information vient des mesures *in situ* effectuées par des avions de reconnaissance et de recherche. Le premier vol au sein d'un cyclone fut effectué le 27 juillet 1943 par J. P. Duckworth et R. O'Hair de l'US Air Force, à bord d'un monomoteur *AT-6* (Fisher, 1994). Bien que l'expérience ait été assez mouvementée, ces deux pionniers s'en sont sortis indemnes et ont ainsi ouvert la voie à des investigations directes des cyclones tropicaux. Depuis, des avions américains spécialisés de l'US Air Force et de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) américaine effectuent chaque année des missions à l'intérieur des cyclones pour déterminer la position et l'amplitude de la dépression centrale, avec une précision bien meilleure que celle des observations satellitaires, et obtenir des mesures sur la répartition des vents, de la température et de l'humidité (Gray et al., 1991 ; Burpee et al., 1994). Actuellement, ces mesures ne concernent que l'Atlantique nord, la mer des Caraïbes et le golfe du Mexique, parfois le Pacifique nord-est. Avant 1987, d'autres appareils américains de l'US Air Force exploraient régulièrement les typhons du Pacifique nord-ouest, mais des raisons budgétaires ont conduit à suspendre ces vols.

En plus de capteurs météorologiques classiques, les avions de la NOAA sont équipés de radars Doppler permettant de déterminer l'organisation des précipitations et la circulation atmosphérique à l'intérieur des cyclones. Parallèlement aux travaux de recherche conduits en temps différé, un objectif à relativement court terme est le traitement en temps réel des données radar à bord des avions à des fins de transmission satellitaire vers le National Hurricane Center de Miami (États-Unis), en charge du suivi et de la prévision des cyclones sur le bassin Atlantique (Griffin et al., 1992 ; Roux et Marks, 1996). Compte tenu du coût considérable d'utilisation de ces avions, les moyens aéroportés ne sont malheureusement pas à la portée de tous les pays. Néanmoins, il existe des projets – américains comme *Perseus* (Langford et Emanuel, 1993) et australiens comme *Aerosonde* (Holland et al., 1992) – d'avions sans pilote qui pourraient fournir de telles mesures à des coûts sensiblement plus abordables.



Parmi les instruments utiles pour l'observation des cyclones, il faut également citer les radars météorologiques au sol. Des études sur les cyclones tropicaux ont été conduites dès les premières années de l'utilisation de radars pour l'observation du temps (Maynard, 1945 ; Wexler, 1947). Actuellement, des pays tropicaux de plus en plus nombreux installent des réseaux de radars sur leurs côtes. L'objectif est ici la prévision à quelques heures d'échéance du mouvement et de l'intensité des bandes de fortes précipitations qui accompagnent les cyclones. Les progrès technologiques permettent depuis peu l'utilisation de radars Doppler qui donnent également accès à la mesure du vent (ainsi le réseau de radars WSR-88D aux États-Unis, le radar installé en 1992 par Météo-France à la Réunion...). Néanmoins, ces données sont assez difficiles à interpréter et des méthodes d'analyse robustes restent à développer pour déduire en routine et de façon fiable des informations pertinentes pour la prévision (par exemple, le vent maximal, la répartition radiale, le degré d'asymétrie). Il faut également mentionner les radars « trans-horizon », pour lesquels les ondes électromagnétiques émises sont réfléchies par l'ionosphère et peuvent donc « voir » des cyclones se produisant à des centaines de kilomètres (Keenan et Anderson, 1987 ; Georges et al., 1993). À partir de procédures expérimentales, assez lourdes cependant à mettre en œuvre, il est possible d'en déduire des informations sur le vent de surface.

Enfin, soulignons qu'une bonne part des connaissances actuelles sur les cyclones tropicaux provient de l'analyse d'observations spéciales obtenues lors de campagnes de mesures à durée limitée, au cours desquelles des moyens considérables sont déployés. On peut citer notamment les expériences Amex (en 1987) au nord de l'Australie, Texmex (en 1990) sur le Pacifique nord-est et TCM (en 1990, 1991 et 1992) sur le Pacifique nord-ouest, sans oublier les campagnes annuelles de la NOAA sur l'Atlantique.

LA NAISSANCE DES CYCLONES

Les cyclones se forment toujours à partir des perturbations pluvio-orageuses de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres de diamètre, omniprésentes au-dessus des océans tropicaux (Gray, 1975 ; Frank, 1987). Une importante particularité des cyclones tropicaux est qu'ils tirent la quasi-totalité de leur énergie de la chaleur libérée lors des changements de phase de l'eau, et non de conversions barotropes ou baroclines à partir de répartitions instables du vent et de la température dans l'environnement, comme c'est le cas pour les perturbations des moyennes latitudes. Bien que des phénomènes liés à la circulation atmosphérique de grande échelle interviennent de façon indirecte, les cyclones résultent essentiellement de transformations affectant des amas convectifs de taille relativement petite par rapport aux échelles résolues par les observations synoptiques et les modèles de prévision du temps. C'est une des raisons qui rendent la cyclogenèse tropicale très difficile à prévoir.

Les conditions nécessaires à la formation des cyclones sont assez bien connues. Il faut que soient simultanément présents :

- (a) une température de surface de la mer supérieure à 26 °C avec une couche mélangée océanique profonde d'au moins 60 mètres ;
- (b) un faible cisaillement vertical du vent horizontal dans toute la troposphère ;
- (c) un tourbillon absolu cyclonique dans la basse troposphère ;
- (d) un mouvement moyen ascendant ;
- (e) une humidité marquée en moyenne troposphère ;
- (f) une divergence à haute altitude.

Les phases spécifiques de transformation des systèmes convectifs océaniques en cyclones tropicaux ne sont pas très bien connues, mais on en soupçonne quelques éléments importants (McBride, 1981 ; Lee et al., 1989 ; Challa et Pfeffer, 1990 ; Zehr, 1993 ; McKinley et Elsberry, 1993 ; Emanuel et al., 1993). On sait tout d'abord que les ensembles pluvio-orageux ont d'autant plus de chances de se transformer en cyclones qu'ils sont grands, intenses et persistants. Une étape primordiale est la saturation en humidité de la moyenne troposphère au sein de la zone étendue de précipitations stratiformes. Par des mécanismes encore imparfaitement compris, cela permet d'abord l'intensification du tourbillon de moyenne échelle, qui est une réponse de l'atmosphère au chauffage convectif accumulé, puis sa descente de la moyenne vers la basse troposphère (Chen et Frank, 1993, voir aussi la figure 3). Les observations des satellites géostationnaires montrent que ces tourbillons, qui s'étendent souvent sur plusieurs centaines de kilomètres, peuvent subsister plusieurs dizaines d'heures après la dissipation des systèmes convectifs initiaux.



Une deuxième étape clé de la cyclogenèse tropicale, après la première phase d'activité convective, est la restauration de l'énergie de la couche limite océanique par les flux de chaleur latente et sensible venant de l'océan. Des mouvements convectifs peuvent alors se développer à nouveau, mais ils diffèrent de ceux qui se sont produits précédemment par l'inhibition des courants descendants à cause de l'humidification de la moyenne troposphère. Le flux de chaleur ascendant n'est ainsi plus compensé par les courants froids descendants et une anomalie chaude se constitue progressivement en altitude, produisant une dépression hydrostatique en surface. Bientôt, les bandes convectives commencent à s'enrouler autour de ce centre dépressionnaire. Au fur et à mesure de leur enroulement, se forme l'œil, zone de mouvements subsidents compensatoires dépourvue de nuages de moyenne et haute altitude et située au centre de la circulation cyclonique.

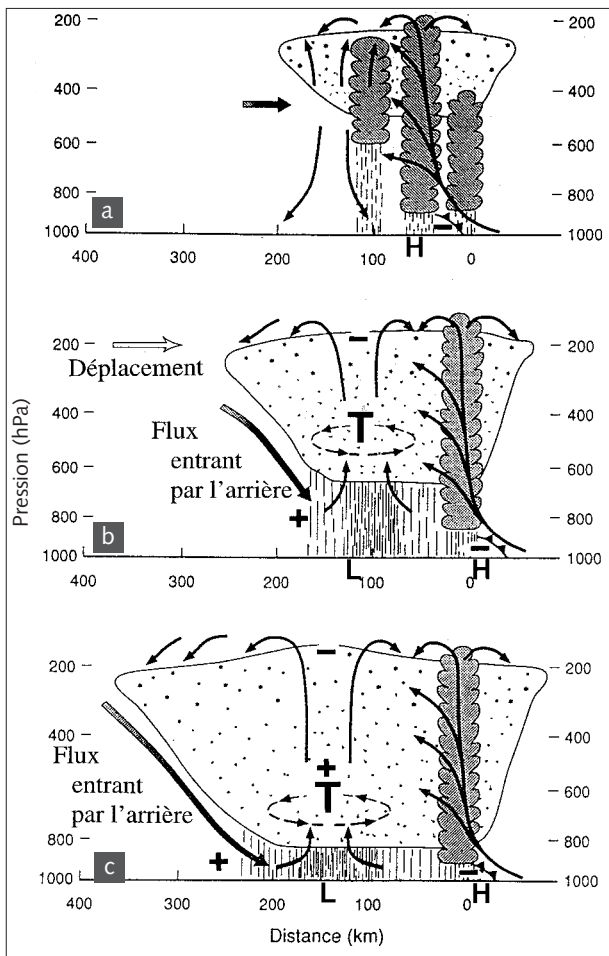


Figure 3 - Diagramme schématique montrant l'évolution d'un système convectif de moyenne échelle avec la région convective (grisée), la région stratiforme (contours) et le tourbillon de moyenne échelle (T) pour les stades de formation (a), de maturité (b) et d'intensification (c) de ce tourbillon. Les signes « + » et « - » indiquent les régions respectivement plus chaudes et plus froides que l'environnement. Les lettres « L » et « H » indiquent les zones de basses et de hautes pressions en surface. (D'après Chen et Frank, 1993 ; reproduit avec autorisation)

Différents phénomènes peuvent influencer sur la formation des cyclones. Ainsi, les ondes d'est issues du continent africain et accompagnées de mouvements ascendants et cycloniques sont suivies avec attention lorsqu'elles traversent l'Atlantique nord et le Pacifique nord-est. De même, les dépressions de la mousson sont des lieux propices à la cyclogenèse sur le Pacifique nord-ouest et le Sud-Ouest de l'océan Indien. Les dorsales subtropicales jouent aussi un certain rôle, notamment lorsque des intrusions froides en provenance des moyennes latitudes dirigent vers les régions tropicales des masses d'air à fort tourbillon. Il faut également citer la zone de convergence intertropicale et des perturbations de haute troposphère comme des sources possibles de tourbillon ; mais ces effets sont moins bien compris. À l'opposé, les températures de surface de la mer, relativement basses à cause des upwellings du Sud-Est des bassins Atlantique et Pacifique, inhibent les développements convectifs dans ces zones et les cyclones y sont inconnus.

Enfin, l'activité cyclonique n'est pas constante. Les perturbations tropicales se produisent fréquemment lors de périodes actives de deux à trois semaines, entrecoupées de phases plus calmes de durée sensiblement égale. Cela résulte probablement d'une modulation des conditions d'environnement, plus ou moins favorables à la cyclogenèse. L'oscillation intrasaisonnière, dite de Madden-Julian, modifie ainsi les vents troposphériques dans la ceinture intertropicale sur l'océan Indien et l'Ouest du Pacifique, avec une période de quelques dizaines de jours.

STRUCTURE À MATURITÉ ET ÉVOLUTION

En première approximation, les cyclones tropicaux à maturité peuvent être considérés comme de gigantesques machines thermiques. Pour donner un ordre de grandeur, le taux de chauffage moyen de l'atmosphère dû à la condensation de vapeur d'eau entre la surface et le niveau 100 hPa est d'environ 25 °C par jour. Le taux précipitant associé atteint 10 cm de pluie par jour dans un rayon de 200 km autour de l'œil. La chaleur latente ainsi libérée n'est pas due, comme on l'a longtemps cru, à la présence d'une instabilité convective dans l'environnement. En effet, l'atmosphère océanique tropicale est toujours très proche de la neutralité. L'énergie des cyclones provient en quasi-totalité de l'évaporation à la surface de l'océan : le flux de chaleur latente vers l'atmosphère croît avec la vitesse du vent et atteint des valeurs de 1 000 à 2 000 W.m⁻² au cœur du cyclone, le flux de chaleur sensible étant environ dix fois moindre.

Le fonctionnement thermique d'un cyclone peut être représenté de façon simplifiée par un cycle de Carnot transformant l'énergie thermique extraite de l'océan en énergie cinétique du vent, l'océan et la tropopause jouant respectivement les rôles de source chaude et de source froide (Emanuel, 1987). Selon ce schéma (figure 4), les basses couches de l'atmosphère gagnent de l'énergie par



décompression et surtout par forte humidification au cours du mouvement quasi isotherme vers le centre du cyclone. L'énergie totale, mesurée par la température potentielle équivalente, augmente alors de θ_{EO} , valeur d'environnement, à θ_E . Dans le même temps, le frottement de l'air à la surface de l'océan réduit son moment angulaire, qui diminue de la valeur d'environnement M_0 à la valeur M au voisinage du centre de circulation. La température potentielle équivalente reste constante au sein des ascendances associées aux nuages convectifs situés

près du centre ; il y a seulement détente adiabatique et transformation de la chaleur latente en chaleur sensible, en énergie cinétique et en énergie géopotentielle. Arrivées au niveau de la tropopause, les particules d'air s'éloignent du centre du cyclone dans un mouvement anticyclonique, puis perdent de l'énergie par rayonnement vers l'espace (la température potentielle équivalente diminue de la valeur θ_E à la valeur d'environnement θ_{EO}). Elles subissent enfin une compression adiabatique lorsqu'elles redescendent vers la surface à grande distance du centre du cyclone.

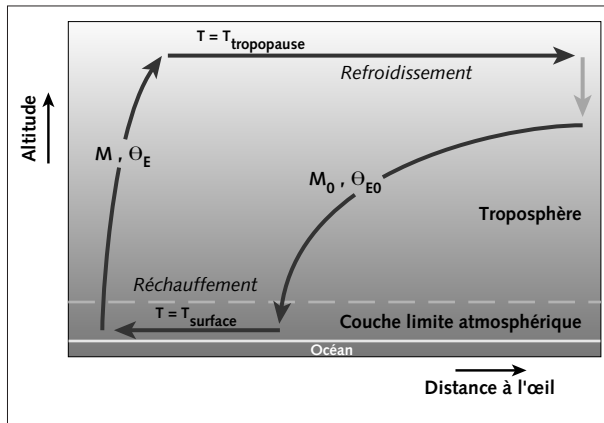


Figure 4 - Cycle de Carnot associé à un cyclone tropical à maturité. L'air entre dans la circulation cyclonique avec un moment angulaire absolu par unité de masse M_0 et une température potentielle équivalente θ_{EO} . Il se dirige vers le centre du cyclone dans la couche limite avec une température constante $T_{surface}$, perdant du moment angulaire et gagnant de l'entropie humide par frottement sur la surface océanique. L'air subit une ascendance au voisinage du centre et s'en éloigne ensuite en haute troposphère, en maintenant constants son moment angulaire M et sa température potentielle équivalente θ_E . À grande distance du centre, la température potentielle équivalente diminue par refroidissement radiatif vers l'espace et le moment angulaire augmente par interaction avec l'environnement. (D'après Emanuel, 1987 ; reproduit avec autorisation)

Ce schéma permet le calcul analytique de paramètres clés de la thermodynamique des cyclones tropicaux, notamment la relation entre la dépression minimale en surface, la température de la surface de l'océan et celle de la tropopause. Les valeurs ainsi obtenues sont en assez bon accord avec les valeurs extrêmes observées (par exemple, 880 hPa pour les dépressions les plus creuses, en équilibre avec les eaux les plus chaudes du golfe du Mexique ou du Pacifique nord-ouest), montrant que le cycle de Carnot représente un optimum énergétique pour les cyclones.

Si quelques relations thermodynamiques représentent assez bien le fonctionnement global des cyclones, les détails de leur structure interne sont beaucoup plus complexes. La circulation cyclonique s'étend sur des centaines, parfois plus d'un millier de kilomètres, et elle interagit fortement avec le flux synoptique environnant. Cependant, il est rare que les vents de tempête ($>17 \text{ m.s}^{-1}$) s'étendent au-delà de quelques centaines de kilomètres, et les vents les plus rapides se trouvent généralement à moins de 50 km du centre de circulation. La taille des cyclones dépend à la fois des conditions de formation et du degré de maturité. Ceux qui apparaissent au sein des dépressions de mousson, comme c'est souvent le cas sur le Pacifique nord-ouest et l'océan Indien, sont de plus grande taille que ceux qui naissent dans les régimes d'alizés, situation dominante de l'Atlantique nord. De plus, les cyclones ont tendance à se contracter en s'intensifiant, à s'étendre en s'atténuant.

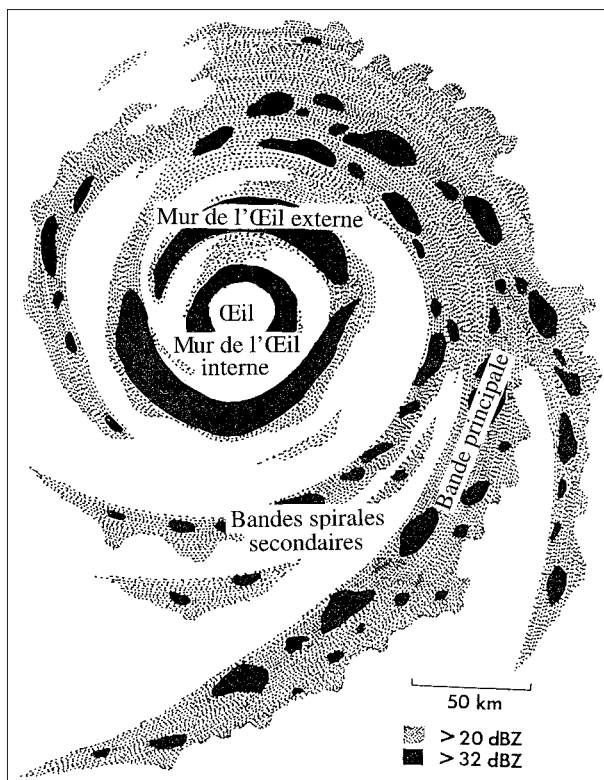


Figure 5 - Représentation schématique des principales bandes nuageuses et précipitantes associées à un cyclone tropical à maturité. (D'après Willoughby, 1988 ; reproduit avec autorisation)

Les études effectuées depuis une vingtaine d'années, à partir d'observations satellitaires, de mesures par avion instrumenté et par radar, ont permis de distinguer différentes régions (figure 5) au sein des cyclones tropicaux (Holland, 1985 ; Willoughby, 1988, 1995a ; Roux 1993). L'œil est la région la plus chaude, dégagée et sèche en moyenne et haute troposphère, mais souvent avec des nuages dans les basses couches où l'air est presque saturé en humidité (Willoughby, 1995b). À la limite entre l'air humide et l'air sec, se situe une forte inversion de température. L'air humide à basse altitude provient du flux radial convergent, qui est humidifié par la forte évaporation à la surface de l'océan et alimente les nuages dans tout le cyclone. L'air sec d'altitude résulte de mouvements de subsidence compensant les fortes ascendances au sein des nuages convectifs autour de l'œil. Quand la convection est intense, le flux d'air humide provenant de l'extérieur est aspiré en quasi-totalité dans les courants ascendants, la subsidence compensatoire est forte et l'altitude de l'inversion diminue ; le réchauffement et l'assèchement dus à la compression



Figure 6 - Photographie prise de l'avion NOAA/N42RF depuis l'intérieur de l'œil de l'ouragan Allen le 7 août 1980, alors que celui-ci atteignait un minimum record de pression à 899 hPa. (Cliché C. B. Emmanuel, d'après Jorgensen et al., 1984 ; reproduit avec autorisation)

adiabatique dans l'œil conduisent au creusement de la dépression centrale. Au contraire, quand la convection est moins forte, une part importante du flux humide de basses couches arrive jusqu'à l'œil, l'humidifie et le refroidit. Alors, le niveau de l'inversion s'élève et la dépression centrale se comble.

Dans la partie interne du cyclone où s'observent des circulations fermées (le cœur), pour des distances au centre de circulation inférieures à une centaine de kilomètres, la stabilité inertielle oppose une forte résistance aux mouvements radiaux et l'écoulement de l'air est quasi circulaire. Dans le mur de cumulonimbus qui entoure l'œil du cyclone à quelques dizaines de kilomètres du centre de circulation, se trouvent les mouvements convectifs les plus puissants. Vu de l'œil, le mur apparaît comme un gigantesque amphithéâtre nuageux, large de plusieurs dizaines de kilomètres et haut d'une quinzaine de kilomètres (figure 6). C'est certainement l'un des plus beaux et des

plus dangereux spectacles que la nature ait jamais conçus. On trouve dans le mur de l'œil les précipitations les plus fortes, organisées en bandes spirales resserrées ou en anneaux, et surtout les vents les plus violents. Ils peuvent atteindre 80 à 90 m.s⁻¹ et, contrairement aux perturbations des latitudes moyennes, les vitesses les plus grandes se trouvent près de la surface.

Un formalisme reposant sur l'hypothèse de l'équilibre du « vent gradient » entre le champ de température et le vent tangential permet de rendre compte de la structure axisymétrique du cœur du cyclone (Shapiro et Willoughby, 1982). On distingue la circulation primaire (tangentielle) et la circulation secondaire (radiale et verticale), cette dernière étant moins intense d'un ordre de grandeur environ. La circulation secondaire se développe en réponse à la convergence induite par le frottement de surface et aux flux convectifs de chaleur et de moment. Elle permet le maintien et l'intensification de la circulation primaire, malgré les pertes par friction et par rayonnement (figure 7). La circulation secondaire contrôle aussi la condensation, ainsi que la distribution des hydrométéores et des échos radar. Le mur de l'œil, où se situe la principale

branche ascendante, produit environ un quart des pluies du cœur du cyclone, soit à peu près un dixième du total. La circulation radiale et verticale ressemble à celle associée aux lignes de grains tropicales, avec des répartitions assez semblables des mouvements ascendants et descendants, convectifs et stratiformes. La différence fondamentale est que le cœur du cyclone tire son énergie d'un flux de basses couches venant de l'extérieur, rendu convectivement instable par l'apport d'humidité dû au frottement de l'air à la surface de l'océan, alors que les lignes de grains sont alimentées par de l'air instable préexistant dans la couche limite.

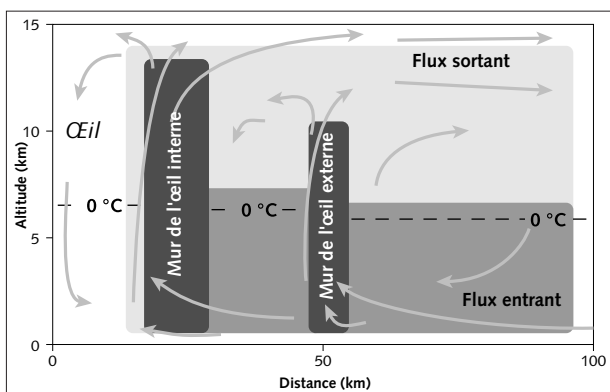


Figure 7 - Représentation schématique de la circulation secondaire (radiale et verticale) et de la distribution des précipitations pour un cyclone à maturité. La niveau de gris indique de façon simplifiée l'intensité des précipitations. (D'après Willoughby, 1988 ; reproduit avec autorisation)



Une conséquence importante du contrôle de la circulation primaire par la circulation secondaire est le cycle de remplacement des anneaux convectifs (Willoughby et al., 1982 ; Willoughby, 1990). Lorsqu'une source de chaleur convective se situe au niveau du rayon de vent maximal, le réchauffement adiabatique associé à la branche descendante interne renforce la dépression centrale et conduit à une accélération du vent tangentiel à l'intérieur du rayon de vent maximal, ce qui le rapproche du centre. Il existe donc une tendance naturelle au rétrécissement progressif des anneaux convectifs. Lorsque plusieurs anneaux coexistent, par suite de l'enroulement progressif de bandes convectives de la zone intermédiaire, la subsidence induite à l'intérieur de l'anneau externe atténue l'activité convective de l'anneau interne. Cet effet s'accompagne d'une augmentation temporaire de la pression centrale et d'une diminution du vent maximal lorsque l'anneau interne se dissipe, avant une nouvelle intensification lorsque l'anneau externe a complètement remplacé l'anneau interne.

En relation avec ces processus internes ou par suite d'influences externes, les cyclones tropicaux sont souvent sujets à de soudains changements d'intensité (Guard et Lander, 1993). En 1992, les cyclones Andrew et Omar ont ainsi subi de considérables renforcements du vent (et des chutes brutales de pression) peu avant leurs passages respectifs sur Miami et Guam. À l'opposé, la dépression centrale du typhon Gay s'est comblée de 99 hPa au cours des 36 heures qui précédèrent son arrivée sur Guam. Les trois-quarts des cyclones du Pacifique nord-ouest connaissent ainsi une phase de creusement rapide (inférieure ou égale à 40 hPa/jour), certains dépassant même -100 hPa/jour.

La zone intermédiaire entre le cœur et l'environnement s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres. Le flux horizontal présente ici de nettes asymétries et la composante radiale du vent est plus forte. Des bandes de précipitations, larges de 5 à 50 km, s'étendent sur de grandes distances, parfois des centaines de kilomètres, notamment à l'est des cyclones dans la zone de convergence entre la circulation cyclonique et le flux tropical dominant d'est. À l'ouest, en revanche, les mouvements ascendants et les précipitations sont inhibés par la divergence ambiante. Les processus physiques qui donnent naissance à ces bandes précipitantes sont assez mal connus, bien que plusieurs explications théoriques aient été proposées (Willoughby et al., 1984 ; Tripoli, 1992 ; Guinn et Schubert, 1993 ; Montgomery et Kallenbach, 1997) : ondes de Rossby, ondes de gravité internes, filamentation du tourbillon potentiel de l'environnement, instabilités inertielles, etc. La zone intermédiaire est plus sensible que le cœur du cyclone aux influences externes. Thalwegs et dorsales, fronts des moyennes latitudes, perturbations de haute troposphère, contraste continent-océan, etc. peuvent modifier sensiblement l'écoulement atmosphérique et l'organisation des nuages et des précipitations. En altitude, le flux devient divergent et anticyclonique à un niveau de plus en plus bas à mesure que l'on s'éloigne du centre. Ce flux divergent d'altitude, qui résulte du blocage des mouvements ascendants au niveau de la tropopause, est souvent concentré dans un ou deux jets plus intenses associés à des bandes nuageuses aisément identifiables sur les images satellitaires.

Au-delà de 30 degrés de latitude, les cyclones s'atténuent en passant sur les continents ou sur des océans dont les eaux de surface ne sont plus assez chaudes pour entretenir le cycle de Carnot, ou bien encore en subissant les effets du cisaillement vertical de vent qui déforme la structure verticale (Merrill, 1993). Les cyclones d'intensité faible se dissipent en quelques heures au-dessus des terres, mais les plus puissants et les plus étendus conservent leur organisation et leur intensité au-dessus de la couche limite atmosphérique, parfois pendant plusieurs jours. Certains cyclones interagissent avec la circulation d'ouest des latitudes moyennes, ce qui modifie considérablement les caractéristiques du vent, de la température et des précipitations. La structure de la perturbation est alors particulièrement complexe et il n'existe actuellement pas de schéma conceptuel permettant des prévisions fiables lors de la transition extratropicale. Sur le Pacifique nord-ouest, 5 % seulement des cyclones atteignent des latitudes supérieures à 40 degrés. Mais 45 % des cyclones de l'Atlantique nord sont repris par la circulation d'ouest des latitudes moyennes ; il n'est pas rare qu'ils engendrent, quelques jours plus tard, de violentes tempêtes sur les côtes européennes. Sur les autres bassins, les transitions extratropicales sont très rares.



D'autres modifications notables se produisent lorsque les cyclones interagissent avec des chaînes de montagnes. C'est notamment le cas lors du passage sur des îles assez vastes et au relief marqué, comme Hispaniola dans les Caraïbes, Luzon, Taïwan ou le Japon sur le Pacifique. Le soulèvement forcé de l'air chaud et humide sur le flanc des montagnes exposé au vent conduit à un renforcement local des pluies et à une modification de la distribution de chaleur latente libérée. Parfois même, l'œil du cyclone disparaît temporairement et se reforme quelque temps plus tard au large, de l'autre côté de l'île.

PROPAGATION

En moyenne, les cyclones se forment sous les tropiques, se déplacent vers l'ouest, pénètrent sur les continents à l'ouest des océans tropicaux ou incurvent leur trajectoire vers le nord, puis vers l'est, et se dissipent sur les océans ou les continents des moyennes latitudes (figure 8). Mais cela varie selon les bassins, la période de l'année et les conditions environnantes (Chan, 1993 ; Holland, 1993 ; Elsberry, 1995). Ainsi, les cyclones du Pacifique nord-est, du Nord de l'océan Indien, du Nord-Ouest de l'Australie ne connaissent que très rarement une inflexion de trajectoire vers l'est.

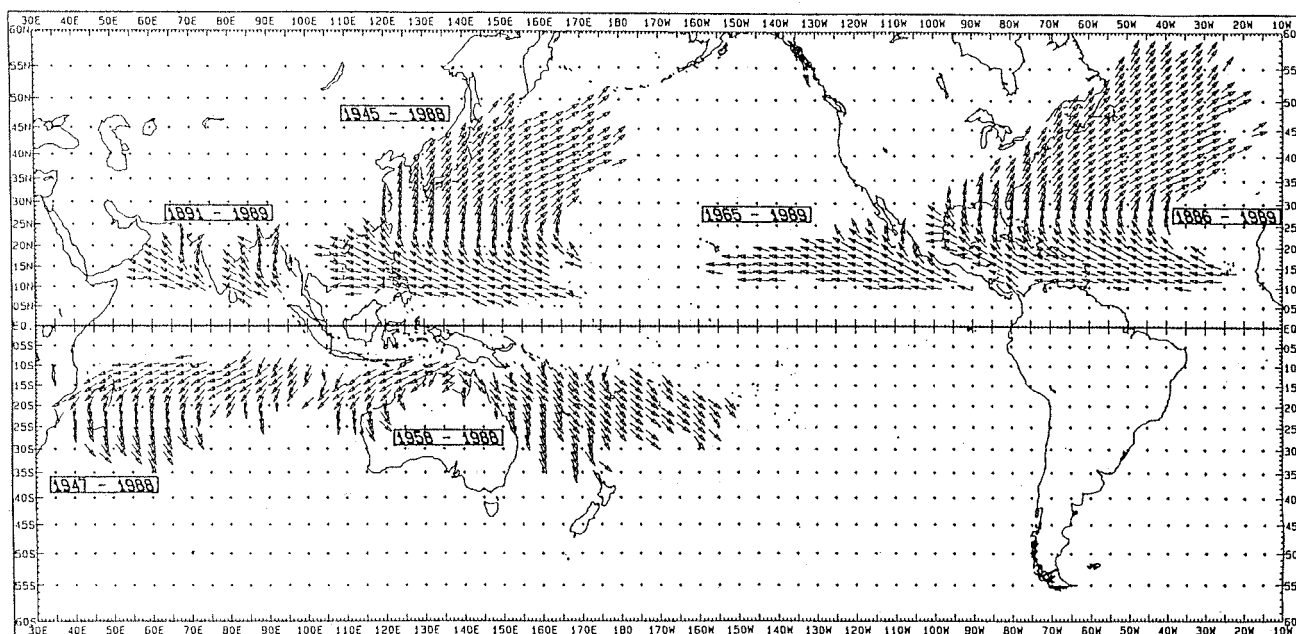


Figure 8 - Direction moyenne du déplacement des cyclones affectant les différents bassins océaniques. (D'après Neumann, 1993 ; reproduit avec autorisation)

Les cyclones récemment formés ont un déplacement vers l'ouest assez lent ($\leq 5 \text{ m.s}^{-1}$). Cette vitesse zonale ne montre pas de tendance nette, mais elle peut varier sensiblement au cours du temps, jusqu'au point d'inflexion de la trajectoire qui se produit en moyenne vers 23 degrés de latitude. Ensuite, le déplacement vers l'est devient plus rapide. Le mouvement méridien des cyclones est presque toujours dirigé vers le pôle de l'hémisphère considéré et s'accélère progressivement avec la latitude. La vitesse méridienne est particulièrement lente sur le Nord de l'océan Indien, plus rapide sur l'Atlantique et le Nord-Ouest du Pacifique. Mais certains cyclones suivent parfois des trajectoires erratiques ou en boucle, particulièrement difficiles à prévoir. Les cyclones du Pacifique nord-est ont tous des trajectoires très semblables, mais la variabilité est nettement plus forte dans l'hémisphère sud, sur l'Atlantique nord et le Pacifique nord-ouest.

En première approximation, les cyclones se déplacent comme le flux de grande échelle moyenné sur toute la troposphère, avec un écart sur la droite par rapport au vent moyen dans les régions dominées par les alizés d'est, sur la gauche aux latitudes plus élevées où soufflent des vents d'ouest. La circulation atmosphérique associée aux cyclones peut se décomposer en trois contributions principales : un tourbillon symétrique, un flux horizontal moyen et une asymétrie



d'ordre 1 correspondant à une paire cyclonique-anticyclonique de tourbillons, à quelques centaines de kilomètres de part et d'autre du centre de circulation. En général, le flux horizontal moyen correspond au vent synoptique. Le courant qui traverse le centre de circulation, entre les deux tourbillons de sens opposés, indique l'écart entre la vitesse de déplacement du cyclone et le vent moyen dans l'environnement. Ainsi, la circulation de grande échelle conditionne la vitesse de propagation des cyclones, alors que la dynamique interne à plus petite échelle qui contrôle ces tourbillons détermine la direction précise du déplacement.

À grande échelle, les dépressions et thalwegs de mousson, les thalwegs tropicaux d'altitude, les dorsales subtropicales, les vents d'ouest équatoriaux, les régimes d'alizés et les perturbations frontales venant des latitudes moyennes exercent une forte influence sur la propagation. Des cyclones peuvent aussi interagir lorsqu'ils sont distants de moins d'un millier de kilomètres environ : ils tournent alors l'un autour de l'autre, le moins intense subissant une distorsion plus ou moins marquée (Fujiwhara, 1923). Cette situation se rencontre le plus souvent sur le Nord-Ouest du Pacifique (4 cas par an, en moyenne) autour de l'énorme dépression de mousson, berceau de nombreux cyclones. Des processus de moyenne échelle (quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres), comme la distribution asymétrique de la libération de chaleur latente et du transport vertical de moment angulaire ou la proximité d'amas convectifs, conduisent aussi à de sensibles perturbations de la trajectoire. Les cyclones intenses et de grande étendue dans un flux environnant peu marqué dévient souvent du forçage externe, alors que les cyclones les plus petits ou les plus faibles sont entraînés sans résistance par un puissant courant synoptique.

Prévoir la trajectoire des cyclones est la tâche principale des centres de prévision. Même si les progrès sont lents en raison de la complexité du phénomène, on note tout de même une diminution de l'erreur statistique moyenne d'environ 1 % par an depuis 20 ans. Actuellement, l'incertitude sur la position initiale du

Des publications utiles

Les lecteurs désireux d'en savoir plus sur les cyclones tropicaux et soucieux de suivre l'activité cyclonique de la planète consulteront avec profit les publications, périodiques ou apériodiques, de Météo-France sur ce sujet. Citons notamment *Le point sur les cyclones tropicaux* par A. Soulan, C. Mandar et N. Bleuse, numéro 5 d'une série didactique consacrée aux phénomènes météorologiques. Il faut aussi mentionner les documents que publie chaque année les Directions interrégionales d'Antilles-Guyane, de Nouvelle-Calédonie et Wallis et Futuna, et de la Réunion. Dans ces régions exposées au risque cyclonique, ces ouvrages fort bien édités reprennent l'historique des événements marquants de la saison en les accompagnant d'informations météorologiques de base et de conseils utiles sur la conduite à tenir en cas d'alerte. Enfin, la revue trimestrielle *Met Mar* dresse régulièrement le bilan des perturbations tropicales sur les différents bassins océaniques.

À l'ère du multimédia, on ne peut oublier les sites Internet consacrés au sujet. Il y en a des dizaines (en anglais pour la quasi-totalité), mais on peut tout particulièrement recommander :

- <http://www.skywarn.org/tropical.html> est un lien vers plusieurs sites consacrés aux cyclones tropicaux ;
- http://blueskies.sprl.umich.edu/curriculum/Hurricane_Q&A de l'université du Michigan et <http://tropical.atmos.colostate.edu> de l'université du Colorado répondent à presque toutes les questions que l'on peut se poser sur les cyclones tropicaux ;
- <http://www.meto.govt.uk/sec2/sec2cyclone/tbulletins> du Meteorological Office britannique ainsi que <http://www.solar.ifa.hawaii.edu/Tropical> de l'université d'Hawaii sont des sources de renseignements sur l'activité cyclonique planétaire ;
- <http://www.nhc.noaa.gov/nhchome.html> est le site du National Hurricane Center à Miami, sans doute le plus actif en la matière lors de la saison des ouragans, du 15 mai au 30 novembre ;
- <http://www.aoml.noaa.gov/general/nhurr.html> de Hurricane Research Division (AOML, NOAA, États-Unis) donne un aperçu des activités de recherche.



centre d'un cyclone, déduite d'observations satellitaires (Dvorak, 1984), est d'à peu près 50 km. Les mesures *in situ* par des avions instrumentés (uniquement sur le bassin Atlantique), les données de radiance micro-ondes des satellites américains DMSP et les observations par radar lorsque les cyclones approchent des terres améliorent sensiblement cette estimation. En ce qui concerne les prévisions, l'incertitude croît d'environ 80 km par 12 heures d'échéance ; on ne prévoit donc la position d'un cyclone à 24, 48 et 72 heures d'échéance qu'à 200, 350 et 550 km près. Il s'agit là de valeurs moyennes, la fiabilité des prévisions variant considérablement en fonction des caractéristiques des cyclones et de leur environnement.

Différentes méthodes sont utilisées pour la prévision du déplacement des cyclones (Puri et Holland, 1993 ; Elsberry, 1995a et b). La plus simple, relativement correcte pour des échéances inférieures à 24 heures, est de supposer qu'en raison de l'inertie de la circulation, les cyclones suivent un mouvement persistant, semblable à celui précédemment observé. Au-delà de 24 heures, les trajectoires climatologiques deviennent plus fiables. Ainsi, le modèle Cliper (Climatology and Persistence), initialement conçu pour l'Atlantique nord puis étendu à d'autres bassins, effectue, pour des cyclones existant depuis au moins 24 heures, un ajustement sur une base de données climatologiques en fonction de l'intensité et des positions récentes (Neumann, 1972 ; Xu et Neumann, 1985). Une autre technique, Hurrell, pour Hurricane Analog, fait appel à la recherche d'analogues, cyclones d'intensité semblable qui se sont produits à la même saison et ont suivi des trajectoires initiales voisines (Hope et Neumann, 1970). Cette méthode est efficace, bien que parfois coûteuse en temps de calcul, à condition que la base de données de référence soit assez importante, que les caractéristiques du cyclone soient aisément identifiables et qu'elles correspondent à des « familles » déjà observées. Enfin, il existe des modèles statistiques qui combinent les informations déduites de la climatologie, de la persistance et du flux environnant.

On fait moins appel aux modèles dynamiques pour la prévision des cyclones pour différentes raisons : faiblesse du réseau d'observations météorologiques, importance des phénomènes convectifs imparfaitement représentés par les paramétrisations, manque d'une théorie consistante comme l'approche quasi géostrophique. Les modèles barotropes sont les plus fréquemment employés, car le cisaillement de vent est généralement faible sous les tropiques ; ils permettent une très bonne résolution spatiale. Le modèle Vicbar de Hurricane Research Division (NOAA, Miami, États-Unis) utilise ainsi jusqu'à 7 domaines imbriqués avec des résolutions allant de 10 à 400 km (DeMaria et al., 1992). Le cyclone étudié y est représenté de façon simplifiée à partir de mesures *in situ*. Vicbar, qui ne nécessite que des moyens de calcul limités, a des performances supérieures à Cliper et aux modèles baroclines à aire limitée, surtout pour les cyclones les plus intenses et les échéances inférieures à 48 heures.

Les modèles baroclines à aire limitée sont nettement plus complexes et restent encore des outils de recherche (Iwasaki et al., 1987 ; Mathur, 1991 ; Puri et al., 1992 ; Kurihara et al., 1995 ; Chen et al., 1995). L'un des avantages par rapport aux modèles barotropes est la possibilité de prévoir, même de façon simplifiée, les précipitations. Mais la limite des ressources en temps de calcul impose des résolutions moindres et l'utilisation de paramétrisations souvent sujettes à caution. De plus, les conditions aux limites artificielles peuvent influencer sur la solution. Par contre les modèles baroclines permettent une meilleure prise en compte du forçage externe, des effets du cisaillement de vent, des échanges énergétiques entre l'océan et l'atmosphère dans la couche limite.

Les modèles baroclines planétaires, utilisés pour la prévision opérationnelle du temps par les différents services météorologiques, combinent physique élaborée et absence de conditions aux limites artificielles, au prix cependant d'une résolution encore plus dégradée. Des observations synthétiques sont parfois insérées pour imposer au moins la position du cyclone, avec éventuellement des indications sommaires sur la taille et l'intensité, pour autant que la résolution du modèle le permette. Citons le modèle de la Japan Meteorological Agency, au Japon (Ueno et Ohnogi, 1992), celui du National Meteorological Center, aux États-Unis (Lord, 1991), celui du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, aux États-Unis (Kurihara et al., 1995) et celui du Meteorological Office britannique (Radford et al., 1995). L'excellente résolution spectrale du modèle du CEPMMT



(Reading, Grande-Bretagne) permet une certaine représentation explicite des cyclones (Shun, 1992). Le modèle de Florida State University aux États-Unis (Krishnamurti et al., 1993) est également très efficace pour le suivi des cyclones, grâce à une initialisation physique sophistiquée à partir d'estimations de précipitations par satellite. Les modèles planétaires fournissent, jusqu'à 5 jours d'échéance, des informations utiles sur la trajectoire des cyclones.

Les études réalisées aux États-Unis au cours des dernières années montrent que, lors d'une alerte cyclonique, l'évacuation d'un kilomètre de côte revient à environ un million de dollars. Aussi, la réduction de l'incertitude sur la trajectoire est un objectif économique crucial, justifiant les nombreuses études qui y sont consacrées. De plus, quelques erreurs importantes contribuent souvent à l'essentiel de l'erreur moyenne annuelle et ont, dans le public, un retentissement beaucoup plus important que les bonnes prévisions, ce qui nuit à l'efficacité de l'information météorologique et à la prévention des risques. Les points actuellement les plus sensibles de la prévision de trajectoire des cyclones concernent les mouvements en boucle ou erratiques et la localisation du point d'inflexion vers l'est. Mais la constante dégradation du réseau de radiosondages dans les régions tropicales et la réduction des mesures aéroportées rendent le défi difficile, même si les techniques satellitaires et les méthodes numériques connaissent de constantes améliorations.

L'IMPACT DES CYCLONES

Chaque année, en moyenne, 80 tempêtes et cyclones tropicaux affectent plus de 50 pays. En termes de dégâts matériels et de pertes en vies humaines, les cyclones sont les plus dangereux de toutes les catastrophes naturelles. Les raisons en sont les vents violents, les précipitations intenses et la marée de tempête qui accompagnent ces puissantes perturbations. Il faut souligner que les phénomènes dangereux ne sont pas uniquement localisés sur les côtes car, même s'ils s'atténuent en passant sur le continent, les cyclones provoquent encore de nombreuses dévastations sur des centaines de kilomètres à l'intérieur des terres.



Fort-de-France (Martinique) envahie par les eaux lors du passage de l'ouragan Luis, début septembre 1995. (Photo Météo-France, P. Frayssinet)

Au cours des 50 dernières années, 500 000 personnes ont péri lors du passage de cyclones tropicaux. Dans les pays développés, les pertes en vies humaines ont beaucoup diminué grâce aux progrès des prévisions. Mais, dans le même temps, le coût des dévastations a fortement progressé, passant de 200 millions de dollars US (environ 1,2 milliard de francs) par cyclone en moyenne, dans les années cinquante, à plus d'un milliard dans les années quatre-vingt, avec des maxima de 5 milliards de dollars pour Hugo en 1989, 17 milliards pour Andrew en 1992 et 7 milliards pour Opal en 1995. Autour du Pacifique, le montant moyen des dégâts annuels dépasse 4 milliards de dollars US. Parmi les régions les plus durement touchées, le Bangladesh a subi en novembre 1970 et en avril 1991 le passage de deux cyclones qui ont causé, à eux seuls, plus de 450 000 morts.



L'énorme quantité d'eau prélevée sous forme d'humidité à la surface des océans par les violents vents cycloniques se condense tôt ou tard pour former des précipitations. S'il tombe en moyenne 10 cm de pluie par jour dans un rayon de 200 km autour de l'œil, il n'est pas rare d'observer des valeurs de 30 à 40 cm en 24 heures. Certains phénomènes contribuent au renforcement des pluies et augmentent les risques d'inondations (Chen, 1995). L'arrivée sur le continent et le changement de rugosité de la surface provoquent une forte convergence à l'est du cyclone, rendant plus intenses les mouvements verticaux convectifs et accélérant la formation de précipitations. Le ralentissement de la propagation, en raison du flux synoptique ou à cause de l'orographie, conduit également à la concentration des pluies sur une région donnée. L'interaction avec une perturbation des latitudes moyennes peut aussi renforcer les précipitations du côté du cyclone situé vers le pôle. En général, le mur de l'œil où se trouvent les vents les plus violents et les pluies les plus fortes s'atténue assez vite lors du passage sur le continent. En revanche, les bandes spirales externes résistent mieux à la transition et sont souvent responsables de pluies intenses à l'intérieur des terres.



La baie des Flamands (Saint-Barthélemy) après le passage de l'ouragan Luis. (Photo Météo-France, G. Lalande)

Les vents dans les cyclones sont parmi les plus violents sur Terre : ils dépassent souvent 150 km/h et peuvent atteindre 350 km/h (Powell, 1993 ; Powell et Houston, 1996). Seules les tornades produisent des vents plus violents, mais à une échelle beaucoup plus réduite. Les vents les plus forts se produisent près de la surface dans le mur de l'œil, à quelques dizaines de kilomètres du centre de circulation. La distribution du vent n'est généralement pas symétrique : l'intensité est souvent plus forte sur la droite (resp. gauche) du cyclone par rapport à son déplacement dans l'hémisphère nord (resp. sud), voir figure 9. Au-dessus de 2 ou 3 km d'altitude, l'évolution due au changement de surface lors de l'arrivée sur le continent est plus lente et des vitesses élevées peuvent subsister pendant des dizaines d'heures.

Ce ne sont pas les vents soutenus qui causent les dommages les plus importants, mais plutôt les brusques variations d'intensité et de direction qui fragilisent les structures. Dans un cyclone, les vents de surface sont très turbulents, avec des séries de rafales violentes et de calmes relatifs : la vitesse du vent peut varier de 10 à 50 m.s⁻¹ en une minute. La variabilité augmente à l'intérieur des terres, la topographie locale pouvant produire de puissants jets de basses couches et des circulations de petite échelle plus ou moins intenses. On soupçonne certains phénomènes de provoquer de soudains changements d'intensité (Wakimoto et Black, 1994). Des rafales descendantes amènent en surface le flux plus rapide qui peut exister en altitude. Certains tourbillons intenses sont de taille et d'intensité comparables à celles des tornades liées aux plus puissants orages continentaux ; mais ils résultent ici de la concentration du puissant mouvement de rotation ambiant par des convergences locales, plutôt que de l'inclinaison du tourbillon horizontal dû au cisaillement de vent. Ces phénomènes sont plus fréquents dans les cyclones étendus et puissants ; ils s'observent souvent dans le quadrant nord-ouest (resp. nord-est) dans l'hémisphère nord (resp. sud).



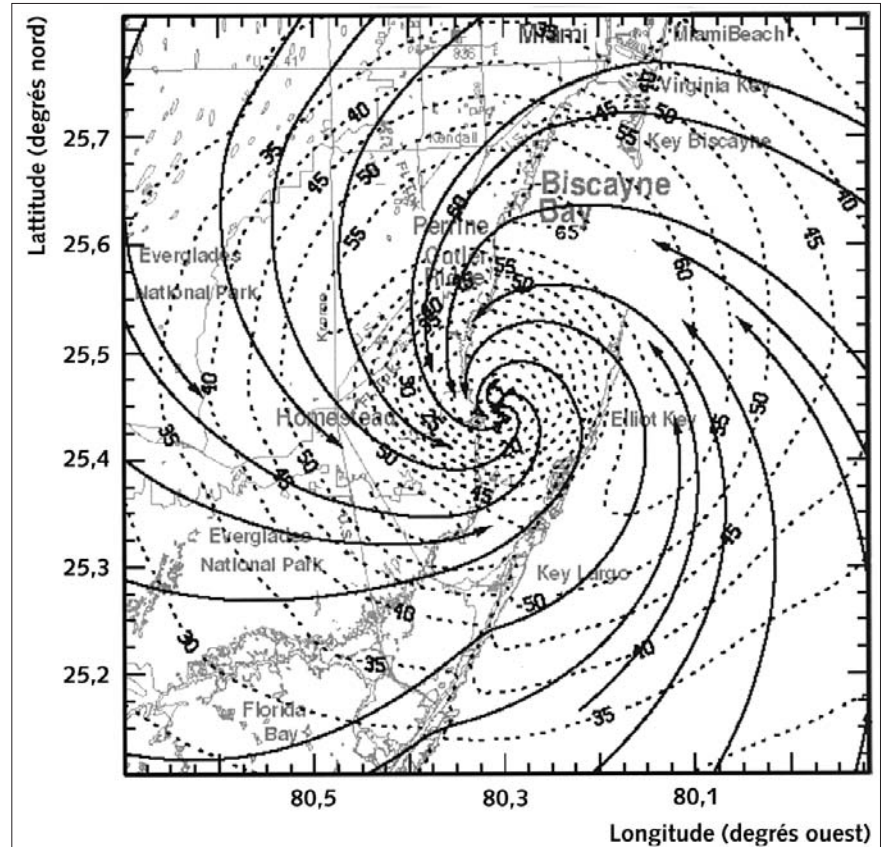


Figure 9 - Analyse du vent à 10 m d'altitude (vitesse en m/s) lors du passage du cyclone Andrew sur la côte est de la Floride, le 24 août 1992 vers 9 h UTC. (D'après Powell et Houston, 1996 ; reproduit avec autorisation)

L'océan réagit aux cyclones tropicaux de façon différente selon sa profondeur. En eaux profondes, la tension de surface causée par le vent et la dépression centrale produisent une élévation relativement faible (quelques dizaines de centimètres) du niveau de l'eau. Mais, sur les hauts fonds, la conservation du tourbillon potentiel dans l'océan produit une rapide élévation du niveau de l'eau et une forte divergence qui provoquent de forts courants de surface. La **marée de tempête** cause les pertes en vies humaines et les dégâts matériels les plus importants. C'est

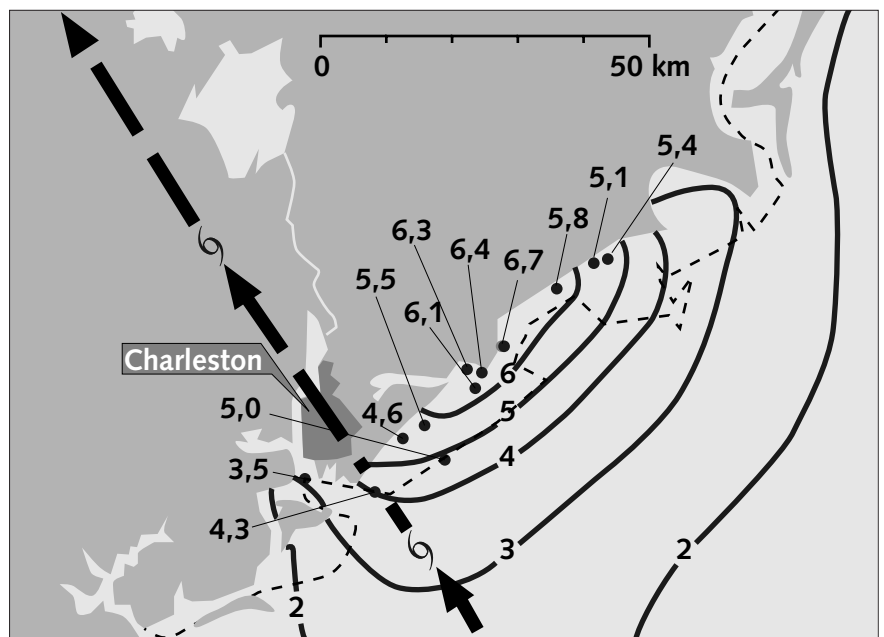


Figure 10 - Niveau prévu (en mètres) de la marée de tempête lors de l'arrivée du cyclone Hugo sur la côte de la Caroline du Sud dans la nuit du 21 au 22 septembre 1989, d'après le modèle Slosh. Les nombres indiquent le niveau observé avec les marégraphes disponibles. (D'après Jelenianski, 1993 ; reproduit avec autorisation)

une onde de gravité affectant la surface océanique, dont la période est de quelques heures et dont la longueur d'onde est égale à environ quatre fois le rayon du vent maximal (Jelenianski, 1993). Cette onde « solitaire » élève et abaisse une seule fois le niveau de l'eau. Son amplitude varie de 1 à 2 mètres pour les cyclones peu intenses, mais elle dépasse 5 mètres pour les plus puissants. L'élévation du niveau de l'eau est positive sur la droite (resp. gauche) du déplacement dans l'hémisphère nord (resp. sud), négative de l'autre côté.

Ce phénomène ne doit pas être confondu avec la houle générée par le vent à la surface de l'océan, dont l'amplitude est similaire mais la période beaucoup plus courte (quelques secondes). L'onde de tempête se superpose à la marée astronomique pour former la marée de tempête. La conjonction des deux phénomènes peut amener d'importants dégâts, mais les incertitudes sur la propagation des cyclones rendent la prévision difficile. De plus, la canalisation par la bathymétrie et les réflexions sur la côte peuvent augmenter localement l'amplitude de la marée.

Plusieurs méthodes permettent d'appréhender la marée de tempête. L'utilisation de modèles numériques nécessite la connaissance précise des côtes, de la topographie de l'intérieur des terres et de la bathymétrie des fonds jusqu'à quelques kilomètres de distance. Une représentation détaillée des estuaires, baies, lacs, canaux, rivières, obstacles naturels ou artificiels qui peuvent canaliser le flux est particulièrement importante. Le cyclone est représenté sommairement par sa taille, sa dépression centrale et sa trajectoire. Mais, malgré la sophistication des modèles, l'incertitude importante (200 km environ à 24 heures d'échéance) quant à l'arrivée d'un cyclone à un endroit donné ne permet pas de prévision précise de la distribution des amplitudes, compte tenu aussi du phasage avec la marée astronomique. Les modèles numériques sont utilisés pour définir des **nomogrammes**, abaques indiquant, pour une zone côtière et un cyclone de taille, d'intensité et de propagation données, l'amplitude maximale de la marée de tempête. Mais les calculs indispensables à une bonne estimation des risques sont considérables : 5 niveaux de dépression et 2 tailles différentes, 3 directions et 2 vitesses de propagation, 10 trajectoires décalées, impliquent ainsi 600 simulations distinctes. Le modèle américain Slosh (Sea, Lakes and Overland Surge from Hurricanes, voir Jelenianski et al., 1984) est ainsi utilisé pour définir la hauteur d'eau maximale pour différents types de cyclones pour toute la côte est et sud-est des États-Unis (figure 10). Des versions sur station de travail sont aussi disponibles. Météo-France utilise un modèle semblable pour les départements et territoires d'outre-mer exposés aux risques cycloniques (Daniel, 1994).

LA GESTION DES RISQUES

Le risque cyclonique est l'un des domaines, si ce n'est le domaine, où la prévision météorologique a les conséquences économiques et sociales les plus importantes. Les régions affectées par les cyclones tropicaux sont parmi les plus densément peuplées au monde, mais ce sont essentiellement des pays en voie de développement et les services météorologiques ne disposent pas toujours des



La houle provoquée par l'ouragan Luis déferle sur le front de mer à Fort-de-France.
(Photo Météo-France, P. Frayssinet)

Les alertes cycloniques

(d'après *Le point sur les cyclones tropicaux*, Soulan et al., 1996)

Consignes et signification

Alerte 1 : tempête ou ouragan possible dans moins de 36 heures.

Alerte 2 : début des conditions cycloniques dans 4 à 6 heures.

Alerte 2 renforcée : début des conditions cycloniques sur le territoire.

Alerte 3 : amélioration des conditions permettant l'organisation des secours.

Fin d'alerte.

Conduite à tenir pour prévenir les accidents dus aux cyclones

Lorsque la préalerte est déclenchée :

- rester à l'écoute des messages météorologiques sur un poste à piles ;
- faire des provisions de nourriture et d'eau potable ;
- enlever des alentours des maisons tous les objets pouvant devenir des projectiles lancés par le vent ;
- conserver son calme en vaquant à ses occupations habituelles, tout en évitant de trop s'éloigner de son domicile.

Lorsque l'alerte est donnée :

- garder son sang-froid ;
- ranger à l'intérieur de l'habitation tous les objets qui peuvent souffrir du vent ou de la forte pluie ; amarrer ce qui ne peut être rentré ; mettre hors d'eau les objets de valeur ;
- vérifier le bon fonctionnement de l'éclairage de secours ;
- faire le cas échéant le plein d'essence de la voiture ;
- essayer de supprimer les installations formant auvent et susceptibles de causer l'arrachement de la toiture ; démonter les installations aériennes qui peuvent l'être ;
- coller des bandes de papier en croix sur les vitres ;
- fermer portes, fenêtres et volets ;
- si le logement est sûr, prévoir le séjour dans la pièce la mieux abritée et s'assurer qu'une porte ou fenêtre pourra être rapidement ouverte ;
- dans le cas contraire, gagner un abri plus sûr ;
- si le logement est équipé pour la collecte de l'eau de pluie, débrancher l'alimentation de la citerne et bien recouvrir le réservoir ;
- ne pas entreprendre de déplacements, ceux en voiture étant strictement interdits par le préfet quelques heures avant que le cyclone n'aborde l'île ;
- obéir aux directives de la municipalité, et notamment se tenir prêt à exécuter les ordres d'évacuation qu'elle pourrait être amenée à donner en raison des risques de marée de tempête.

Pendant le passage du cyclone :

- couper le courant électrique au compteur et éteindre les flammes nues ;
- rester dans l'abri choisi ; ne sortir sous aucun prétexte.

Après le passage du cyclone (mise en œuvre des secours) :

- éviter les déplacements ; conduire avec la plus grande prudence une fois les routes dégagées ;
- ne pas s'attarder près des lieux sinistrés, sauf si l'on est qualifié pour aider les équipes de secours ;
- s'éloigner des points bas, du voisinage des cours d'eau, des pentes abruptes ;
- faire attention aux serpents.

moyens les plus appropriés pour faire face au risque. Aussi, au cours des dix dernières années, des efforts importants ont été consentis, notamment sous les auspices de l'OMM et dans le cadre de la Décennie internationale pour la prévention des catastrophes naturelles, afin d'améliorer à la fois le matériel et la formation. Un ambitieux projet d'origine australienne concerne en particulier l'équipement des centres de prévision en stations de travail, la moitié d'entre eux en étant encore dépourvus (Woodcock, 1993). L'objectif est de permettre ainsi une gestion plus souple et plus efficace du très grand nombre de données qu'impliquent le suivi et la prévision des cyclones, en particulier pour l'animation d'images satellitaires, l'analyse des résultats de modèles, l'archivage et l'extraction de données climatologiques et l'interface avec les services de prévention.

Un aspect crucial de la prévision des cyclones concerne la transmission de l'information en direction des services spécialisés et du public (Foley, 1993 ; Southern, 1993). Le premier point est de bien définir les procédures d'alerte, notamment les différents niveaux susceptibles d'entraîner des réactions graduées de la part des



autorités compétentes. La cessation des activités civiles, l'évacuation de certaines régions et l'hébergement des personnes déplacées, la mise en place de secours d'urgence sont des opérations lourdes en termes économiques et sociaux. Aussi est-il nécessaire d'éviter à la fois la sous-estimation des risques dont les conséquences peuvent être dramatiques et la surévaluation des alertes qui érode la confiance que les populations et les responsables accordent aux prévisions.

En France, dans les DOM-TOM, le plan Orsec distingue trois phases successives. Le niveau 1 – préalerte – indique qu'un cyclone ou une tempête tropicale est susceptible de survenir dans les 36 heures à venir. Les mesures de sécurité doivent alors être prises : renforcement des bâtiments et habitations, mise à l'abri des embarcations et de tout ce qui pourrait être entraîné par le vent, vérification des stocks de survie, préparation à l'évacuation éventuelle de lieux vulnérables. Le niveau 2 – alerte – est mis en place lorsque la perturbation est à moins de 24 heures des côtes. En Martinique et en Guadeloupe, l'alerte 2 est « renforcée », avec interdiction de circuler, quand l'échéance n'est plus que de quelques heures et lors du passage du cyclone. Enfin, après la tempête, le niveau 3 concerne la mise en œuvre des secours et le maintien de mesures de sécurité dans les zones à risque (voir l'encadré page précédente).

Le réseau de communications doit être soigneusement préparé pendant l'avant-saison cyclonique. En cas d'alerte, des messages téléphoniques sur répondeurs, des bulletins radio à heure fixe et des émissions spéciales de télévision permettent d'atteindre un large public. Pour en accroître l'efficacité, les responsables des services météo doivent être formés aux interventions dans les médias. À plus long terme, l'éducation du public en vue d'une meilleure prise de conscience du risque cyclonique, la formation des responsables locaux de prévention et de sécurité civile et la préparation soignée des procédures administratives d'urgence permettent également de minimiser l'impact des cyclones.

Après le passage d'un cyclone, les dégâts considérables qu'il faut rembourser mettent les compagnies d'assurance dans des situations souvent difficiles (Legett, 1993). Vu l'ampleur des sinistres (jusqu'à plusieurs milliards de dollars pour de récents cyclones aux États-Unis), ces compagnies s'assurent elles-mêmes auprès d'autres compagnies ou groupes de compagnies (les « names »). Par un jeu de dominos, le passage d'un cyclone sur un pays tropical peut alors avoir de graves conséquences financières à Londres, Zürich, New York ou Tokyo. Aussi, devant l'augmentation considérable du coût des dommages, la tendance actuelle est à la réduction de la couverture des risques et au renforcement drastique des normes de construction. Quasiment ruinées par les dommages provoqués par Andrew en 1992, certaines compagnies américaines ont tellement augmenté le montant des polices d'assurance dans les États du Sud-Est des États-Unis que des dizaines de milliers de foyers sont actuellement sans couverture correcte et risquent de se trouver dans des situations extrêmement difficiles si une autre catastrophe se produit.

PERSPECTIVES

Les événements de 1995 ont mis les cyclones tropicaux sur le devant de la scène et ont suscité un certain nombre de questions quant à l'attitude à tenir devant ces phénomènes dévastateurs. D'abord, compte tenu des variations constatées d'année en année, il est bon de s'interroger sur les possibilités de prévision à long terme de l'activité cyclonique. Ensuite, on est en droit de se demander si des moyens d'action sont envisageables en vue de l'atténuation, à défaut de la suppression, des vents violents et des précipitations intenses qui accompagnent les cyclones. Enfin, dans une perspective de changement climatique planétaire à échéance de quelques dizaines d'années, il faut également envisager un impact éventuel sur le nombre ou l'intensité des cyclones tropicaux.

Partant du constat que les ouragans de forte intensité (de degré supérieur ou égal à 3 sur l'échelle de Saffir-Simpson) atteignant la côte est des États-Unis sont nettement plus nombreux lorsque des conditions humides règnent sur le Sahel (par exemple de 1947 à 1970 et depuis 1988), W. Gray (Gray, 1990 ; Gray et al., 1992) de Colorado State University (Fort Collins, États-Unis) tente de mettre en place une prévision de l'activité cyclonique à échéance annuelle. Comme les phénomènes les plus intenses résultent essentiellement de la transformation de perturbations orageuses issues de l'Afrique de l'Ouest (on parle alors de **cyclones cap-verdiens**), il paraît logique que les systèmes convectifs continentaux plus



puissants, plus fréquents et mieux organisés des années humides génèrent un plus grand nombre d'ouragans intenses. Mais cela ne concerne pas les perturbations plus faibles, ou celles qui se développent localement sur la mer des Caraïbes ou le golfe du Mexique.

Cinq prédicteurs permettent d'établir un pronostic sur l'activité de la prochaine saison. Le paramètre le plus sensible, qui permet d'expliquer environ 60 % de la variabilité, est la pluviométrie sahélienne de l'été précédent. L'oscillation stratosphérique quasi biennale (QBO, en anglais) contrôle le vent dans la basse stratosphère et module le cisaillement de vent : il y a environ deux fois plus de cyclones sur l'Atlantique nord lors de la phase d'ouest de QBO impliquant un plus faible cisaillement. L'oscillation australe (ENSO, en anglais), qui module les circulations atmosphérique et océanique du Pacifique, amène des vents d'ouest plus forts en haute troposphère sur l'Atlantique nord-ouest et la mer des Caraïbes. L'augmentation du cisaillement de vent qui en résulte est défavorable au développement des cyclones. Les deux derniers paramètres (anomalies de la pression de surface et du vent zonal sur la mer des Caraïbes à la fin du printemps) jouent un rôle moins important.

Bien que sujettes à incertitude, ces estimations annuelles indiquent que l'activité cyclonique de l'Atlantique nord est au moins partiellement prévisible. La qualité de la prévision de la féconde saison cyclonique 1995 est à ce titre impressionnante, même si elle sous-estimait quelque peu la réalité : 16 tempêtes tropicales et 9 ouragans dont 3 intenses avaient été prévus, 21 tempêtes et 11 ouragans dont 5 intenses ont été observés (Carlowicz, 1995). Selon W. Gray et ses collègues, il faut en chercher la cause dans les fortes pluies sahéliennes de 1994, la présence de puissantes ondes d'est africaines, des vents faibles et des températures de surface océanique plus chaudes que la normale au large des côtes africaines, ainsi que la fin d'un épisode El Niño. Mais ces bons résultats restent très partiels, ne concernant qu'un certain type de cyclones sur un bassin océanique donné, et l'extension d'une telle approche aux autres situations (notamment pour le Pacifique nord-ouest qui est climatologiquement le plus important) reste à faire.

Prévoir les catastrophes naturelles est une chose, essayer de les empêcher en est une autre. L'énergie mise en jeu dans les cyclones tropicaux est colossale : la condensation moyenne de 10 cm d'eau par jour dans un rayon de 200 km autour de l'œil du cyclone libère près de 400 milliards de watts, soit la production énergétique de 400 centrales nucléaires à pleine puissance. Même un bombardement nucléaire ne changerait pas grand-chose aux processus thermodynamiques mis en jeu. Une telle idée, pour saugrenue qu'elle soit, a néanmoins traversé l'esprit du maire de Miami, Herbert A. Frink, qui, en 1945, avait adressé une requête en ce sens au président Truman. Ce dernier, heureusement, ne s'engagea pas dans cette voie. Si l'on ne peut agir directement, certains ont pensé qu'une action catalytique pourrait aboutir à une certaine réduction de l'intensité des cyclones. L'idée de R. H. Simpson et J. S. Malkus (1963) était que l'ensemencement en iodure d'argent de l'anneau de nuages convectifs qui entoure l'œil des cyclones les plus intenses favoriserait la formation et la chute des précipitations, libérerait de l'énergie gravitationnelle et conduirait, par instabilité inertielle et conservation du moment angulaire, au déplacement vers l'extérieur de la zone des vents les plus forts.

Ainsi est né le projet Stormfury au cours duquel, de 1961 à 1971, de nombreux avions américains furent mobilisés pour ensemencher des cyclones de l'Atlantique nord. Les résultats furent mitigés : certains des cyclones ainsi traités montrèrent effectivement une diminution temporaire de l'intensité du vent maximal, mais aucun effet durable ne fut indiscutablement démontré et ce projet fut abandonné à la fin des années soixante-dix (Willoughby et al., 1985). En fait, on sait maintenant que les caractéristiques microphysiques des cyclones tropicaux ne correspondent pas aux conditions nécessaires à la réussite de l'ensemencement : aucun excès en eau liquide surfondue ni déficience en noyaux glaçogènes n'ont été mis en évidence. De plus, il est vraisemblable que les variations d'intensité observées ne résultaient pas de l'ensemencement, mais plutôt du cycle naturel du remplacement du mur de l'œil en réponse aux flux convectifs de chaleur et de moment (voir section « Structure à maturité et évolution »). D'autres projets plus délirants furent envisagés, comme l'épandage à la surface de l'océan d'un film d'hydrocarbures limitant l'évaporation, la libération de suie pour



modifier l'équilibre radiatif des nuages ou le déplacement d'icebergs pour refroidir l'eau sur le trajet des cyclones. Mais aucune de ces idées ne fut appliquée et les cyclones restent, pour longtemps encore, des monstres indomptés.

Les cyclones deviendront-ils plus nombreux ou plus dévastateurs lorsque, dans quelques dizaines d'années, l'impact des activités humaines sur l'atmosphère aura conduit à un réchauffement planétaire de quelques degrés, comme semblent le montrer les modèles numériques de climat ? Compte tenu du potentiel destructeur des cyclones, la question mérite d'être posée, même si nous ne disposons pas encore tout à fait des moyens d'y répondre objectivement (Broccoli et Manabe, 1990 ; Lighthill et al., 1994 ; Broccoli et al., 1995). En effet, pour effectuer des simulations sur des périodes très longues par rapport aux échéances météorologiques, la résolution spatiale des modèles climatiques est considérablement dégradée. Aussi, la représentation explicite des cyclones (et des autres perturbations météorologiques de moyenne échelle) est encore plus difficile qu'elle ne l'est pour les modèles de prévision du temps que nous avons évoqués précédemment. Leur présence peut cependant être indirectement estimée par la reconnaissance des conditions favorables à leur génération et à leur développement (Haarsma et al., 1993).

Tous les modèles climatiques prévoient que le réchauffement atmosphérique devrait s'accompagner d'une augmentation de la température de surface des océans tropicaux. Il est donc tentant de postuler un accroissement de l'activité cyclonique. Mais les modèles sont nettement plus flous en ce qui concerne les autres paramètres contrôlant la cyclogenèse tropicale : tourbillon de basse troposphère, humidité des niveaux moyens, stabilité statique, cisaillement de vent (Manabe et al., 1994 ; Bengtsson et al., 1996). On ne connaît même pas avec précision la fiabilité de la représentation de phénomènes de plus grande échelle, comme les circulations de Hadley et de Walker, les moussons, les ondes d'est africaines, l'ENSO et le QBO, qui influent sur la formation et l'évolution des cyclones. Aussi, la plus grande prudence s'impose quant aux conjectures sur l'activité cyclonique du prochain siècle.

Il faut, de plus, faire une distinction entre le nombre total de cyclones et celui des plus violents d'entre eux. En termes de prévision des risques naturels, la seconde catégorie est beaucoup plus importante que la première. Un seul cyclone intense (comme Gilbert en 1988, Hugo en 1989 ou Andrew en 1992) peut provoquer beaucoup plus de dévastations qu'une dizaine de perturbations moins puissantes. Un premier scénario relativement optimiste (par exemple Idso et al., 1990) suppose que des cyclones plus fréquents suivant de plus nombreuses trajectoires sur les océans tropicaux diminueraient la température de surface sous l'action combinée du vent et de l'upwelling. On aurait alors des cyclones plus nombreux, mais de moins en moins intenses à mesure de l'avancée de la saison, les perturbations successives pompant progressivement l'énergie stockée dans la couche mélangée océanique. Le scénario de K. Emanuel (1995) est plus catastrophique : le changement climatique planétaire pourrait amplifier la différence de température entre la surface océanique et la tropopause tropicale, paramètre clé de l'efficacité maximale du cycle thermodynamique de Carnot, qui n'est heureusement que rarement atteinte par les perturbations réelles. Dans cette situation, le nombre et l'intensité moyenne des cyclones pourrait ne pas varier beaucoup, mais les plus puissants d'entre eux atteindraient des intensités actuellement inconnues.

En tout état de cause, si l'on ne peut écarter la possibilité d'une augmentation du risque cyclonique dans les décennies à venir, il est encore bien trop tôt pour céder aux sirènes alarmistes. Dans l'immédiat, il est surtout nécessaire d'acquérir plus d'informations sur ces phénomènes, afin de mieux comprendre les mécanismes physiques qui leur donnent naissance, contrôlent leur développement et leur dissipation, et conditionnent leur propagation. De meilleures prévisions devraient résulter d'une prise en compte plus précise des différents aspects des cyclones ; une représentation plus fiable dans les modèles de prévision du temps et d'étude du climat permettra sans aucun doute une appréhension plus réaliste des risques actuels et à venir.

BIBLIOGRAPHIE

- Bengtsson L., M. Botzet et M. Esch, 1996 : Will greenhouse gas-induced warming over the next 50 years lead to higher frequency and greater intensity of hurricanes. *Tellus*, 48A, 57-73.
- Best D. F., 1994 : Observation and analysis. Third International Workshop on Tropical Cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique), TD 624, OMM, Genève, Suisse, 15-18.
- Broccoli A. F. et S. Manabe, 1990 : Can existing climate models be used to study anthropogenic changes in tropical cyclone climate? *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1917-1920.



- Broccoli A. F., S. Manabe, J. F. B. Mitchell et L. Bengtsson, 1995 : Comments on "Global Climate Change and Tropical Cyclones". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 2243-2245.
- Burpee R. W., S. D. Aberson, P. G. Black, M. DeMaria, J. L. Franklin, J. S. Griffin, S. H. Houston, J. Kaplan, S. J. Lord, F. D. Marks Jr, M. D. Powell et H. E. Willoughby, 1994 : Real-time guidance provided by NOAA's Hurricane Research Division to forecasters during Emily of 1993. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, 1765-1783.
- Carlowicz M., 1995 : Winds of change stir up near-record hurricane season. *EOS*, 76, 513-514.
- Challa M. et R. L. Pfeffer, 1990 : Formation of atlantic hurricanes from cloud clusters and depression. *J. Atmos. Sci.*, 47, 909-927.
- Chan J., 1993 : Research report on tropical cyclone motion. Third WMO/ICSU Int. Workshop on Tropical Cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique), TD 573 - TCP 46, OMM, Genève, Suisse, 57-66.
- Chen D. R., T. C. Yeh, K. N. Huang, M. S. Peng et S. W. Chang, 1995 : A new operational typhoon track prediction system at the Central Weather Bureau in Taiwan. 21st Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Amer. Meteor. Soc., Miami (Floride, États-Unis), 50-51.
- Chen L., 1995 : *Global perspectives on tropical cyclones*. Chap. 6: Tropical cyclones heavy rainfall and damage winds. TD 693 - TCP 38, OMM, Genève, Suisse, 261-289.
- Chen S. A. et W. M. Frank, 1993 : A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices. Part I: Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2401-2426.
- Crutcher H. L. et R. G. Quayle, 1974 : Mariners worldwide climatic guide to tropical storms at sea. US/EDS, National Climatic Center and Naval Weather Service Environmental Detachment, Asheville (Caroline du Nord, États-Unis), 114 p.
- Daniel P., 1994 : Prévoir les surcotes liées aux cyclones. *Met Mar*, 163, 11-16.
- DeMaria M., S. D. Aberson, K. V. Ooyama et S. J. Lord, 1992 : A nested spectral model for hurricane track forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1628-1643.
- Dvorak V. F., 1984 : Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Rep., NESDIS 11, 47 p.
- Elsberry R. L., 1995a : *Global perspectives on tropical cyclones*. Chap. 4: Tropical cyclone motion. TD 693 - TCP 38, OMM, Genève, Suisse, 106-197.
- Elsberry R. L., 1995b : Recent advances in dynamical tropical cyclone track. *Meteor. Atmos. Phys.*, 56, 81-99.
- Emanuel K. A., 1995 : Comments on "Global Climate Change and Tropical Cyclones". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 2241-2243.
- Emanuel K. A., N. Renno, L. R. Schade, M. Bister, M. Morgan, D. J. Raymond et R. Rotunno, 1993 : Tropical cyclogenesis over the Eastern North Pacific: Some results from Texmex. 20th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Amer. Meteor. Soc., San-Antonio (Texas, États-Unis), 110-113.
- Fisher D. E., 1994 : *The scariest place on Earth: Eye to eye with hurricanes*. Random House, New York (New York, États-Unis), 250 p.
- Foley G. R., 1993 : *Global guide to tropical cyclone forecasting*. Chap. 6: Operational strategy. TD 560 - TCP 31, OMM, Genève, Suisse, 6.1-6.26.
- Foley G. R., 1995 : *Global perspectives on tropical cyclones*. Chap. 1: Observation and analysis of tropical cyclones. TD 693 - TCP 38, OMM, Genève, Suisse, 1-20.
- Frank W. M., 1987 : Tropical cyclone development, in *A global view of tropical cyclones* (Ed. R. L. Elsberry). ONR Marine Meteorology Program, Arlington (Virginie, États-Unis), 53-90.
- Fujiwhara S., 1923 : On the growth and decay of vortical systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 49, 75-104.
- Gamache J. F., 1993 : Research report on observations and analysis. Third WMO/ICSU Int. Workshop on Tropical Cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique), TD 573, OMM, Genève, Suisse, 1-12
- Georges T. M., J. A. Harlan et L. R. Meyer, 1993 : Tracking hurricane Claudette with the US Air Force Over-The-Horizon radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 441-451.



- Gray W. M., 1975 : Tropical cyclone genesis. Dept. of Atmos. Sci. Paper n° 232, Colorado State University, Fort Collins (Colorado, États-Unis), 121 p.
- Gray W. M., 1979 : Hurricanes: Their formation, structure and likely role in tropical circulation, in *Meteorology over the tropical ocean* (Ed. D. B. Shaw). Roy. Meteor. Soc., Londres (Royaume-Uni), 155-218.
- Gray W. M., 1990 : Strong association between West African rainfall and US landfall of intense hurricanes. *Science*, 249, 1251-1256.
- Gray W. M., C. J. Neumann et T. L. Tsui, 1991 : Assessment of the role of aircraft reconnaissance on tropical cyclones analysis and forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1867-1883.
- Gray W. M., C. W. Landsea, P. W. Mielke Jr et K. J. Berry, 1992 : Predicting atlantic seasonal hurricane activity 6-11 months in advance. *Wea. Forecasting*, 7, 440-455.
- Griffin J. S., R. W. Burpee, F. D. Marks Jr et J. L. Franklin, 1992 : Real-time airborne analysis of aircraft data supporting operational hurricane forecasting. *Wea. Forecasting*, 7, 480-490.
- Guard C. H. P. et M. Lander, 1993 : Overview of tropical cyclone formation and structure change. Third WMO/ICSU Int. Workshop on Tropical Cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique), TD 573 - TCP 46, OMM, Genève, Suisse, 11-36.
- Guinn T. A. et W. H. Schubert, 1993 : Hurricane spiral bands. *J. Atmos. Sci.*, 49, 229-254.
- Haarsma R. J., J. F. B. Mitchell et C. A. Senior, 1993 : Tropical disturbances in a GCM. *Climate Dyn.*, 8, 247-257.
- Holland G. J., 1985 : Mature structure and evolution, in *A global view of tropical cyclones* (Ed. R. L. Elsberry). ONR Marine Meteorology Program, Arlington (Virginie, États-Unis), 13-52.
- Holland G. J., 1993 : *Global guide on tropical cyclone forecasting*. Chap. 3: Tropical cyclone motion. TD 560 - TCP 31, OMM, Genève, Suisse, 3.1-3.48.
- Holland G. J., T. McGeer et H. Youngren, 1992 : Autonomous aerosondes for economical atmospheric soundings anywhere on the globe. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 1987-1998.
- Hope J. R. et C. J. Neumann, 1970 : An operational technique for relating the movement of existing tropical cyclones to past tracks. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 925-933.
- Idso S. B., R. C. Balling et R. S. Cerveny, 1990 : Carbone dioxyde and hurricanes: Implications of northern hemisphere warming for Atlantic/Caribbean storms. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 42, 259-263.
- Iwasaki T., H. Nakano et M. Sugi, 1987 : The performance of a typhoon track prediction model with cumulus parameterization. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 555-570.
- Jelenianski C. P., 1993 : *Global guide on tropical cyclones*. Chap. 8: The habitation layer. TD 650 - TCP 31. OMM, Genève, Suisse, 8.1-8.29.
- Jelenianski C. P., J. Chen, W. A. Shaffer et A. J. Gilad, 1984 : A hurricane storm surge forecasting model. *IEEE Oceanic Eng. Soc.*, 314-317.
- Jorgensen D. P., 1984 : Mesoscale and convective scale characteristics of mature hurricanes. Part II: Inner core structure of hurricane Allen (1980). *J. Atmos. Sci.*, 41, 1287-1311.
- Keenan T. D. et S. J. Anderson, 1987 : Some examples of surface wind field analysis based on Juindalee skywave radar data. *Austr. Meteor. Mag.*, 35, 153-162.
- Krishnamurti T. N., H. S. Bedi, K. S. Yap et D. Oosterhof, 1993 : Hurricane forecast in the FSU model. *Adv. Atmos. Sci.*, 10, 121-131.
- Kurihara Y., M. A. Bender, R. E. Tuleya et R. J. Ross, 1995 : Improvements in the GFDL hurricane prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2791-2801.
- Langford J. S. et K. Emanuel, 1993 : An unmanned aircraft for dropwindsonde deployment and hurricane reconnaissance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 367-375.
- Lee C. S., R. Edson et W. M. Gray, 1989 : Some large-scale characteristics associated with tropical cyclone development in the North Indian Ocean during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 407-426.



- Legett J., 1993 : Who will underwrite the hurricane? *New Scientist*, 7 août 1993, 29-33.
- Lighthill J., G. Holland, W. Gray, C. Landsea, G. Craig, J. Evans, Y. Kurihara et C. Guard, 1994 : Global climate change and tropical cyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, 2147-2157.
- Lord S. J., 1991 : A bogussing system for vortex circulation in the National Meteorological Center global model. 19th Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Amer. Meteor. Soc., Miami (Floride, États-Unis), 328-330.
- Manabe S., R. J. Stouffer et M. J. Spelman, 1994 : Response of a coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. *Ambio*, 23, 44-49.
- Mathur M. B., 1991 : The National Meteorological Center's quasi lagrangian model for hurricane prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1419-1447.
- Maynard R. H., 1945 : Radar and weather. *J. Meteor.*, 2, 214-226.
- McBride J., 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1117-1166.
- McBride J., 1995 : *Global perspectives on tropical cyclones*. Chap. 3: Tropical cyclone formation. TD 693 - TCP 38, OMM, Genève, Suisse, 63-105.
- McKinley E. J. et R. L. Elsberry, 1993 : Observations during TCM-92 of the role of tropical mesoscale convective system in tropical cyclogenesis. 20th Conf. on Hurricane and Tropical Cyclogenesis, Amer. Meteor. Soc., San Antonio (Texas, États-Unis), 110-113.
- Merrill R. T., 1993 : *Global guide to tropical cyclone forecasting*. Chap. 2: Tropical cyclone structure. TD 560 - TCP 31, OMM, Genève, Suisse, 3.1-3.48.
- Montgomery M. T. et R. J. Kallenbach, 1997 : A theory for vortex Rossby-waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricanes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 435-465.
- Neumann C. J., 1972 : An alternate to Hurran tropical cyclone forecast system. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 245-255.
- Neumann C. J., 1993 : *Global guide to tropical cyclone forecasting*. Chap. 1: Global overview. TD 560 - TCP 31, OMM, Genève, Suisse, 1.1-1.37.
- Organisation météorologique mondiale, 1992 : *Vocabulaire météorologique international*. OMM n° 182, Genève, Suisse, 784 p.
- Powell M. D., 1993 : Tropical cyclones impacts. Surface winds: Major issues and recent research. Third WMO/ICSU Int. Workshop on Tropical Cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique), TD 573, OMM, Genève, Suisse, 93-111.
- Powell M. D. et S. H. Houston, 1996 : Hurricane Andrew landfall in South Florida. Part II: Surface wind field and potential real-time applications. *Wea. Forecasting*, 11, 329-349.
- Puri K., N. E. Davidson, L. M. Leslie et L. W. Logan, 1992 : The BRMC tropical limited area model. *Aust. Meteor. Mag.*, 40, 81-104.
- Puri K. et G. J. Holland, 1993 : *Global guide to tropical cyclone forecasting*. Chap. 8: Numerical track prediction models. TD 560 - TCP 31, OMM, Genève, Suisse, 8.1-8.12.
- Radford A. M., J. T. Henning et J. C. L. Chan, 1995 : A new TC bogus scheme at the UK Met Office. 21st Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Amer. Meteor. Soc., Miami (Floride, États-Unis), 243-245.
- Roux F., 1993 : Research report on tropical cyclone structure. Third WMO/ICSU Int. Workshop on Tropical Cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique), TD 573, OMM, Genève, Suisse, 21-36.
- Roux F. et F. D. Marks Jr, 1996 : Extended Velocity Track Display (EVTD): An improved processing method for airborne Doppler radar data in tropical cyclones. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13, 875-899.
- Saffir H. S., 1977 : Design and construction requirements for hurricane resistant constructions. Preprint 2830, Amer. Soc. Civil Eng., New York (New York, États-Unis), 20 p.
- Shapiro L. J. et H. E. Willoughby, 1982 : The response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.*, 39, 378-394.
- Shun C. M., 1992 : Performance of the ECMWF model in tropical cyclone track forecasting over the Western North Pacific during the 1990-1991. Tech. Memo. n° 184, ECMWF (Reading, Royaume-Uni), 32 p.



- Simpson R. H., 1974 : The hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, 27, 169-186.
- Simpson R. H. et J. S. Malkus, 1963 : An experiment in hurricane modification: Preliminary study. *Science*, 142, 498.
- Soulan A., C. Mandar et N. Bleuse, 1996 : Le point sur les cyclones tropicaux. *Connaissance de la météorologie n° 5*, Météo-France, Paris, 23 p.
- Southern R. L., 1993 : *Global guide to tropical cyclone forecasting*. Chap. 7: Warning strategies. TD 560 - TCP 31, OMM, Genève, Suisse, 7.1-7.34.
- Tripoli G. J., 1992 : An explicit three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 229-254.
- Ueno M. et K. Ohnogi, 1992 : A change of the operational typhoon bogussing system. TD 472, OMM, Genève, Suisse, II.21-II.27.
- Wakimoto R. et P. G. Black, 1994 : Damage survey of hurricane Andrew and its relation to the radar-detected eyewall. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, 189-200.
- Wells F. H., 1993 : Forecaster report on observations and analysis. Third WMO/ICSU Int. Workshop on Tropical Cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique), TD 573, OMM, Genève, Suisse, 13-19.
- Wexler H., 1947 : Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. New York Acad. Sci.*, 48, 820-844.
- Willoughby H. E., 1988 : The dynamics of the tropical cyclone core. *Aust. Meteor. Mag.*, 36, 183-191.
- Willoughby H. E., 1990 : Temporal changes in the primary circulation in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 47, 242-264.
- Willoughby H. E., 1995a : *Global perspectives on tropical cyclones*. Chap. 2: Mature structure and evolution. TD 693 - TCP 38, OMM, Genève, Suisse, 21-62.
- Willoughby H. E., 1995b : Eye thermodynamics. 21st Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Amer. Meteor. Soc., Miami (Floride, États-Unis), 357-358.
- Willoughby H. E., J. A. Clos et M. G. Shoreibah, 1982 : Concentric eyewalls, secondary wind maximum and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, 39, 395-411.
- Willoughby H. E., F. D. Marks Jr et R. J. Feinberg, 1984 : Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 39, 395-411.
- Willoughby H. E., D. P. Jorgensen, R. A. Black et S. L. Rosenthal, 1985 : Project Stormfury: A scientific chronicle 1962-1983. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 66, 505-514.
- Woodcock F., 1993 : Research and forecaster report on tropical cyclones warning and mitigation. Third WMO/ICSU Int. Workshop on Tropical Cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique), TD 573, OMM, Genève, Suisse, 67-79.
- Xu Y. et C. J. Neumann, 1985 : A statistical model for the prediction of Western North Pacific tropical cyclone motion. NOAA Tech. Memo., NWS-NHC 28, National Hurricane Center (Coral Gables, Floride, États-Unis), 30 p.
- Zehr R. M., 1993 : Recognition of mesoscale vortex initiation as stage 1 of tropical cyclogenesis. 20th Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Amer. Meteor. Soc., San Antonio (Texas, États-Unis), 405-408.

