

III CONFERENCIA TÉCNICA SOBRE HURACANES Y METEOROLOGÍA TROPICAL TECHNICAL CONFERENCE ON HURRICANES AND TROPICAL METEOROLOGY

México, D. F., Jun. 6-12, 1963

6a. SESIÓN

6th SESSION

DESARROLLO DE HURACANES (II)
HURRICANE DEVELOPMENT (II)

*SOBRE LA NATURALEZA DEL MECANISMO
INICIAL EN LA FORMACION DE
HURACANES*

*ON THE NATURE OF THE TRIGGERING
MECHANISM IN HURRICANE
FORMATION*

M. A. ALAKA *

M. A. ALAKA *

RESUMEN

ABSTRACT

Se sabe que los huracanes se desarrollan por abajo de un anticiclón superior que induce calentamiento de la perturbación inicial de núcleo frío y que a su turno, son intensificados por el proceso de calentamiento. Por consideraciones teóricas se demuestra que si tal proceso continúa hasta que el anticiclón superior alcanza inestabilidad dinámica de máxima intensidad, en la forma de vientos anticiclónicos absolutos, queda liberado en localidades preferentes respecto a la dirección del movimiento del anticiclón. Se propone un modelo basado en la hipótesis de que esos vientos anticiclónicos absolutos son causantes del mecanismo inicial y se demuestra que tiene apoyo en observaciones disponibles.

Hurricanes are known to develop under an upper anticyclone which promotes warming of the initial cold-core disturbance and is, in turn, intensified by the warming process. It is shown, from theoretical considerations, that if this process continues until the upper anticyclone approaches maximum intensity dynamic instability, in the form of absolute anticyclonic winds, is released in preferred location with respect to the direction of movement of the anticyclone. A model based on the hypothesis that these absolute anticyclonic winds are instrumental in triggering development is proposed and is shown to be supported by available observations.

INTRODUCCION

INTRODUCTION

Es un hecho indudable que los huracanes se desarrollan a partir de perturbaciones tropicales pre-existentes y típicamente la transformación de la perturbación en un huracán no sucede de modo uniforme. Más bien se observa intensificación gradual hasta poco antes de formarse el ojo, cuando se acelera el desarrollo y la presión central comienza a caer a paso mucho más rápido (Fig. 1). Este cambio de paso, que ocurre con frecuencia de modo repentino, ha sugerido a

It is an indubitable fact that hurricanes develop from a pre-existing tropical disturbance. Typically, the transformation of the disturbance into a hurricane does not occur at a uniform pace. Rather, gradual intensification is observed until a short time before the eye is formed and then development accelerates and the central pressure begins to fall at a much more rapid rate (Fig. 1). This change of pace, which often occurs suddenly, has suggested to meteorologists

* Proyecto Nacional de Investigación de Huracanes, U. S. Weather Bureau, Miami, Florida.

* National Hurricane Research Project, U. S. Weather Bureau, Miami, Florida.

los meteorólogos que el nacimiento de un huracán resulta de la liberación de un mecanismo inicial atmosférico que desencadena procesos irreversibles y auto-alimentados, como lo demuestra la aparente capacidad del huracán ya formado para persistir casi indefinidamente, mientras permanece sobre aguas tropicales que pueden mantener su aire circulante con suficiente calor y humedad constituyendo su fuente de energía básica.

El propósito del presente trabajo es intentar la identificación de la naturaleza del mecanismo inicial y proporcionar alguna evidencia observacional en apoyo de nuestros hallazgos.

DISCUSION

Tal vez no debe sorprender que los estudios sobre formación de huracanes invoquen la existencia de alguna forma de inestabilidad atmosférica como factor primario y cierta-

that the birth of a hurricane is marked by the release of an atmospheric trigger setting up processes which are irreversible and self-maintaining, as is evidenced by the apparent ability of hurricanes, once formed, to persist almost indefinitely so long as they remain over tropical waters where they can draw into their circulation air with sufficient heat and moisture to replenish their basic energy source.

The purpose of the present paper is to attempt to identify the nature of the triggering mechanism and to provide some observational evidence in support of our findings.

DISCUSSION

It is perhaps not surprising that studies of hurricane development should invoke the occurrence of some form of atmospheric instability as a prime factor. Indeed, several

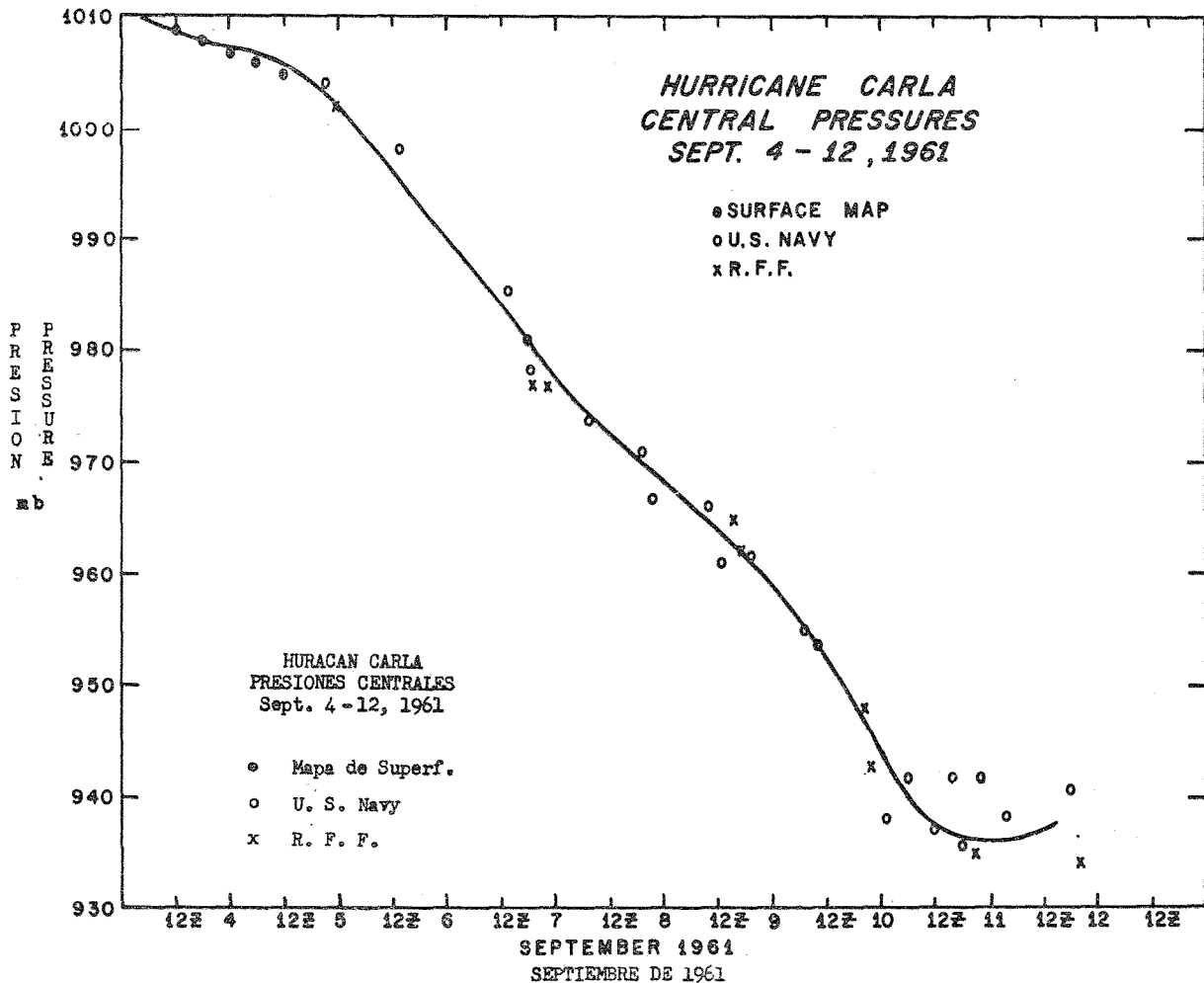


Fig. 1. Curva de presión central a nivel del mar del Huracán Carla (1961) durante sus etapas pre-formativa y de desarrollo. La figura se adaptó de otra preparada por Dunn and Staff (1962) agregando las presiones centrales durante el período pre-formativo estimadas por mapas sinópticos de superficie.

Fig. 1. Curve of central sea-level pressure of Hurricane Carla (1961) during its pre-formative and developing stages. The figure was adapted from one prepared by Dunn and Staff (1962) with the addition of central pressures during the pre-formative period as estimated from surface synoptic maps.

mente varios tipos de inestabilidad, aisladamente o en combinación, se han incorporado en años recientes a modelos teóricos de formación de huracanes. El tratamiento usado tiene, por lo general, la naturaleza de una formulación matemática de índices de crecimiento de una perturbación en variadas condiciones de estabilidad o inestabilidad atmosférica. En otro lugar (Alaka, 1963) se ha publicado una valoración, de resultados de algunos de tales estudios que por ahora quedarán fuera. En contraste, nuestro tratamiento se caracterizará por una combinación de teoría y empirismo, guiada por razonamiento físico. Específicamente, intentamos entender la naturaleza del mecanismo inicial abarcando las siguientes consideraciones:

a) La rápida caída de la presión de superficie central en el huracán naciente es acompañada por una vigorosa entrada de aire en las capas inferiores y obviamente debe operar un mecanismo eficiente para evacuar aire en algún nivel superior a mayor velocidad que su convergencia a la tormenta en niveles inferiores.

b) La perturbación que originó el huracán tiene inicialmente núcleo frío y su intensificación como huracán depende de la transformación de la circulación a un tipo de núcleo caliente. Hay evidencia de que en tales condiciones, que no son completamente entendidas, se asocia una condensación con tales perturbaciones y dan origen al desarrollo de una circulación anticiclónica superior (Riehl y Burgner, 1950; Frank, 1962). A veces el proceso de calentamiento parece iniciarse por la colocación de la perturbación de nivel inferior bajo una cresta troposférica alta (Riehl, 1958; Yanai, 1961). Pero, sea que el calentamiento se inicie por el anticiclón superior o que el anticiclón se forme como respuesta al calentamiento, es claro que la superposición de un anticiclón superior sobre un ciclón a nivel inferior estimula movimientos de corrientes ascendentes, las cuales calientan el núcleo del sistema de circulación al perder calor latente. A su vez, eso intensifica al anticiclón superior produciendo un efecto de auto-alimentación. Se ha observado que la intensificación de un huracán, a veces de modo rápido, ocurre entonces posiblemente cuando el proceso ha continuado hasta alcanzar una etapa crítica y disparar el mecanismo inicial. Así, parecería que ese mecanismo es inherente a las propiedades del anticiclón troposférico superior después de intensificarse más allá de la etapa crítica. Por consecuencia, debemos investigar las propiedades de vórtices anticiclónicos intensos, especialmente aquellas propiedades que son capaces de estimular fuerte salida de aire. Veremos que la inestabilidad dinámica es una de tales propiedades.

PROPIEDADES DE INESTABILIDAD DEL FLUJO ANTICICLÓNICO

Se ha demostrado que un vórtice anticiclónico constante, estacionario y circular es dinámicamente inestable si

types of instability, singly or in combination, have in recent years been incorporated in theoretical models of hurricane formation. The approach used is often in the nature of a mathematical formulation of growth rates a disturbance under various conditions of atmospheric stability or instability. An evaluation of the results of some of these studies has been published elsewhere (Alaka, 1963) and is beyond our present scope. In contrast with the above approach, ours will be characterized by a combination of theory and empiricism, guided by physical reasoning. Specifically, our attempt to gain insight into the nature of the triggering mechanism will include the following considerations:

a) The rapid fall of the central surface pressure in the nascent hurricane is accompanied by a vigorous inflow of air in the lower layers. Obviously, an efficient mechanism must operate to evacuate air at some upper level at a rate faster than it converges into the storm in the lower levels.

b) The disturbance from which the hurricane develops is initially cold-core. Intensification into a hurricane is dependent on the transformation of the circulation into a warm-core-type. There is evidence that under conditions which are not fully understood, condensation associated with these disturbances results in the development of an upper anticyclonic circulation (Riehl and Burgner, 1950; Frank, 1962). Sometimes the warming process appears to be initiated by the drift of the low-level disturbance beneath a high-tropospheric ridge (Riehl, 1958; Yanai, 1961). But whether the warming is initiated by the upper anticyclone or whether the anticyclone is formed in response to the warming, it is clear the super-position of an upper anticyclone above a low-level cyclone stimulates up-draft motion which, through the release of latent heat, warms the core of the circulation system. This, in turn, intensifies the upper anticyclone so that there is a feed-back effect. It is observed that intensification into a hurricane, often very rapid, occurs at this stage, presumably when this process has continued until a critical stage is reached and the trigger mechanism is released. It would thus seem that the trigger mechanism is inherent in the properties of the upper-tropospheric anticyclone after it has intensified beyond a critical stage. Let us therefore inquire into the properties of intense anticyclonic vortices, especially those properties which are capable of promoting strong outflow. We shall see that dynamic instability is one such property.

INSTABILITY PROPERTIES OF ANTICYCLONIC FLOW

It has been shown that a steady, stationary, circular anticyclonic vortex is dynamically insteable if

$$\left(\frac{2V}{R_t} + f \right) \left(\quad + f \right)$$

donde

- M_a = momento angular absoluto
- R = radio de curvatura de la línea de corriente
- R_t = radio de curvatura de la trayectoria
- V = velocidad del viento
- a = vorticidad absoluta
- f = parámetro de Coriolis

El anterior criterio expresa que la inestabilidad dinámica se genera cuando es negativa la vorticidad absoluta o el momento angular absoluto. Veamos ahora los vientos correspondientes a los últimos vientos anticiclónicos absolutos. Aunque el criterio es estrictamente válido sólo para el caso estacionario en que las líneas de corriente coinciden con las trayectorias, hay razón para pensar que también se mantienen en el caso general. Por ejemplo, Angell (1962) encontró que las transondas mostraban una clara tendencia para

where

- M_a = absolute angular momentum
- R = radius of streamline curvature
- R_t = radius of trajectory curvature
- V = wind speed
- a = absolute vorticity
- f = Coriolis parameter

The above criterion states that dynamic instability is generated when either the absolute vorticity or the absolute angular momentum is negative. Let us call the winds corresponding to the latter absolute anticyclonic winds.

Although the criterion is strictly valid only for the stationary case in which the streamlines coincide with the trajectories, there is reason to believe it also holds for the general case. Angell (1962), for instance, found that transondes showed a distinct tendency for cross-contour flow

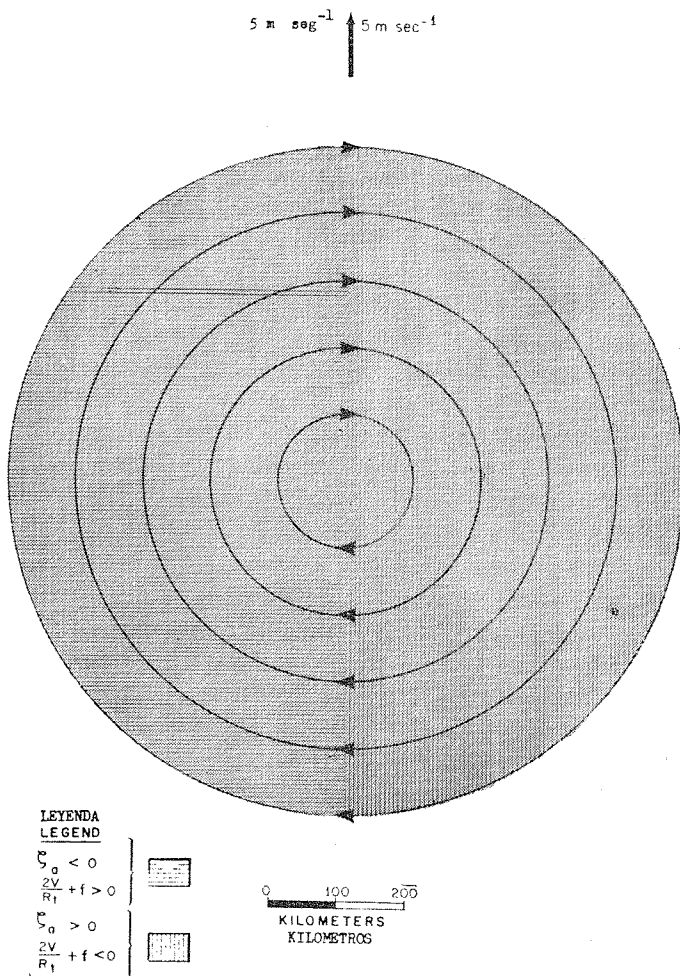


Fig. 2. Distribución de vorticidad absoluta negativa y momento angular absoluto negativo en un vórtice anticiclónico máximo en movimiento con líneas de corriente circulares.

Fig. 2. Distribution of negative absolute vorticity and negative absolute angular momentum in a moving maximum anticyclonic vortex with circular streamlines.

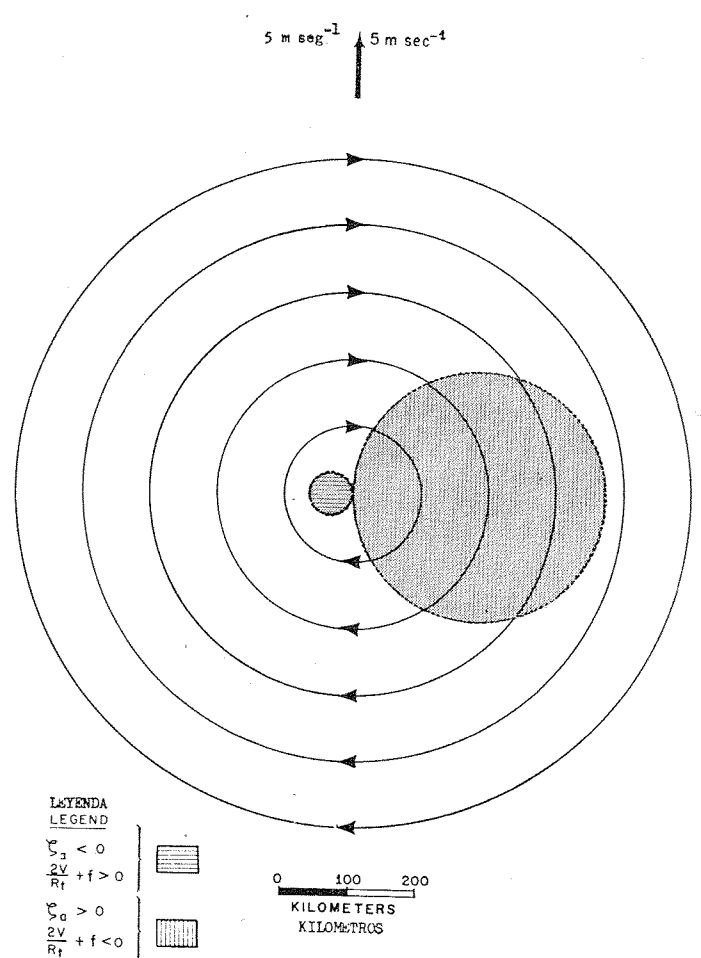


Fig. 3. Distribución de vorticidad absoluta negativa y momento angular absoluto negativo en un anticiclón con líneas de corriente circulares que se mueven a la velocidad de 5 mps y teniendo siempre un gradiente de presión igual a 3/4 del máximo.

Fig. 3. Distribution of negative absolute vorticity and negative absolute angular momentum in an anticyclone with circular streamlines, moving with a speed of 5 mps and having everywhere a pressure gradient equal to 3/4 of the maximum.

contornear transversalmente el flujo donde era negativa la vorticidad absoluto o el momento angular absoluto.

Puede demostrarse (Alaka, 1963) que en un anticiclón con líneas de corrientes circulares, hay movimiento sin cambio de forma si el gradiente de presión en cada punto es máximo y todos los puntos a la izquierda de la ruta tienen vorticidad absoluta negativa —aunque el momento angular positivo y todos los puntos a la derecha de la ruta tengan vorticidad absoluta positiva y momento absoluto negativo (Fig. 2). Si bien el gradiente de presión disminuye a valores por debajo del máximo, el área de vorticidad absoluta negativa, en la mitad izquierda, decrece a mucho mayor velocidad que el momento angular negativo en la mitad derecha. La Figura 3 muestra una comparación de áreas cubiertas por tales cantidades en un anticiclón hipotético cuyo gradiente de presión en cada punto llega a 3/4 de su máximo.

HIPOTESIS

El concepto de inestabilidad dinámica como factor en el desarrollo de huracanes se ha discutido por varios autores (Sawyer, 1947; Alaka, 1958). Kuo (1961) demostró que en contraste con la inestabilidad latente que promueve el desarrollo de perturbaciones a menores escalas, la inestabilidad dinámica lo induce en perturbaciones a grandes y pequeñas escalas. Sin embargo, el índice de amplificación

where either the absolute vorticity or the absolute angular momentum was negative.

It can be shown (Alaka, 1963) that in an anticyclone with circular streamlines, moving without change of shape, if the pressure gradient at every point is a maximum, all points to the left of the path have negative absolute vorticity — but positive angular momentum and all points to the right of the path have positive absolute vorticity but negative absolute momentum (Fig. 2). But as the pressure gradient decreases to values below the maximum the area of negative absolute vorticity in the left half decreases at a much faster rate than that of negative angular momentum in the right half. Figure 3 shows the comparative areas covered by these quantities in a hypothetical anticyclone where the pressure gradient at every point is 3/4 of the maximum.

HYPOTHESIS

The concept of dynamic instability as a factor in hurricane development has been discussed by several authors (Sawyer, 1947; Alaka, 1958). Kuo (1961) showed that in contrast with latent instability which promotes growth of smaller scale disturbances, dynamic instability promotes the growth of both large and small scale disturbances. However, the amplification rate and energy factors are negligible and

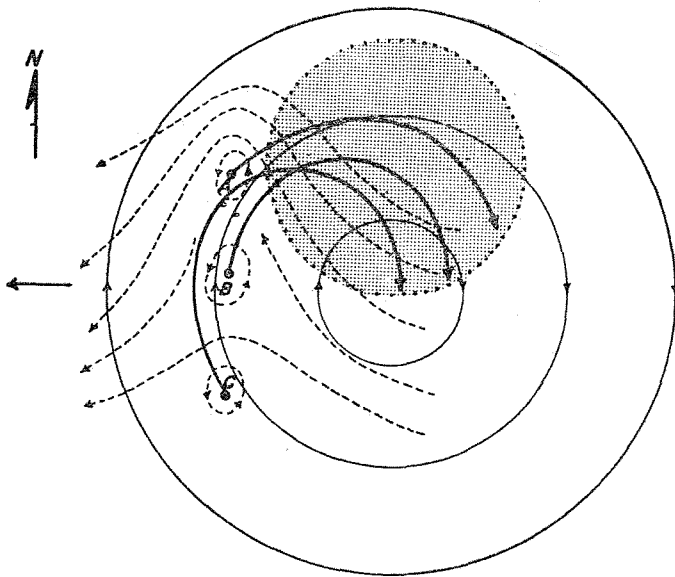


Fig. 4. Un cuadro idealizado de un anticiclón troposférico superior que se mueve al oeste mostrando el área probable de vientos anticiclónicos absolutos (sombreada). Las curvas interrumpidas representan una honda del este a bajo nivel con tres centros de circulación cerrada; las líneas gruesas representan trayectorias horizontales de partículas de aire desde los diferentes centros.

Fig. 4. An idealized picture of a westward-moving upper-tropospheric anticyclone showing the probable area of absolute anticyclonic winds (shaded). The dashed curves represent a low-level easterly wave with three closed circulation centers; the thick lines represent horizontal trajectories of air particles from the different centers.

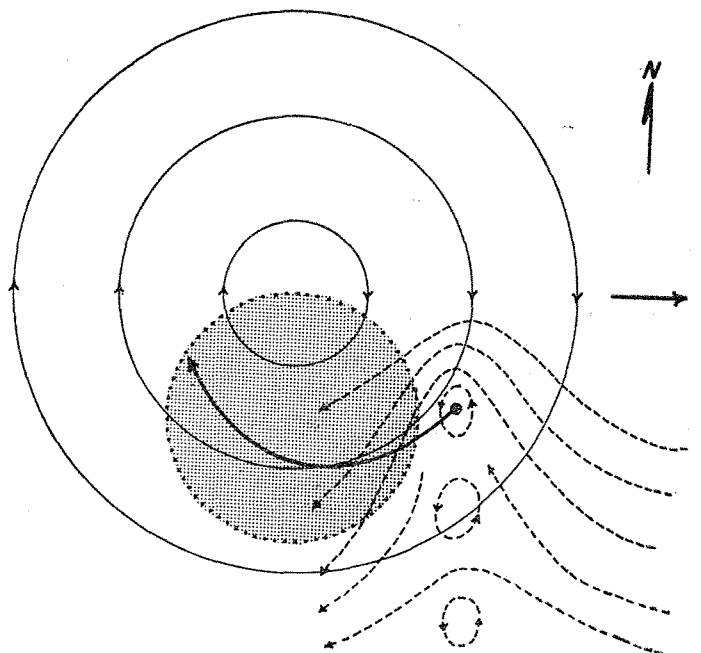


Fig. 5. Same as Fig. 4 for an eastward moving anticyclone.

Fig. 5. Igual a la Fig. 4 para un anticiclón que se mueve al este.

y los factores de energía son despreciables y por ello, sugería que la mayor importancia de la inestabilidad dinámica era inyecta reenergía proveniente de otras fuentes en movimientos a gran escala. Según esa conclusión, Kasahara (1961) demostró que la inestabilidad dinámica siempre aumenta la energía cinética del movimiento radial que así podría ser instrumental para organizar la salida del flujo aéreo superior.

Según nuestros resultados ha quedado en claro que si la inestabilidad dinámica es un factor en el desarrollo de huracanes, más lo es probablemente cuando la inician vientos anticiclónicos absolutos y no la vorticidad absoluta negativa. Ya que el papel principal de la inestabilidad es facilitar la salida del flujo aéreo superior, debería esperarse que la

he therefore suggested that the main importance of dynamic instability was in channelling the energy supplied by other sources into large-scale motion. In line with this conclusion, Kasahara (1961) showed that dynamic instability mainly increases the kinetic energy of radial motion and would therefore be instrumental in organizing upper-air outflow.

It is a clear from our results that if dynamic instability is a factor in hurricane development, it is more likely to be initiated by absolute anticyclonic winds than by negative absolute vorticity. Since the main role of dynamic instability is to facilitate upper-air outflow, it would be expected that the most favorable location for incipient hurricanes should

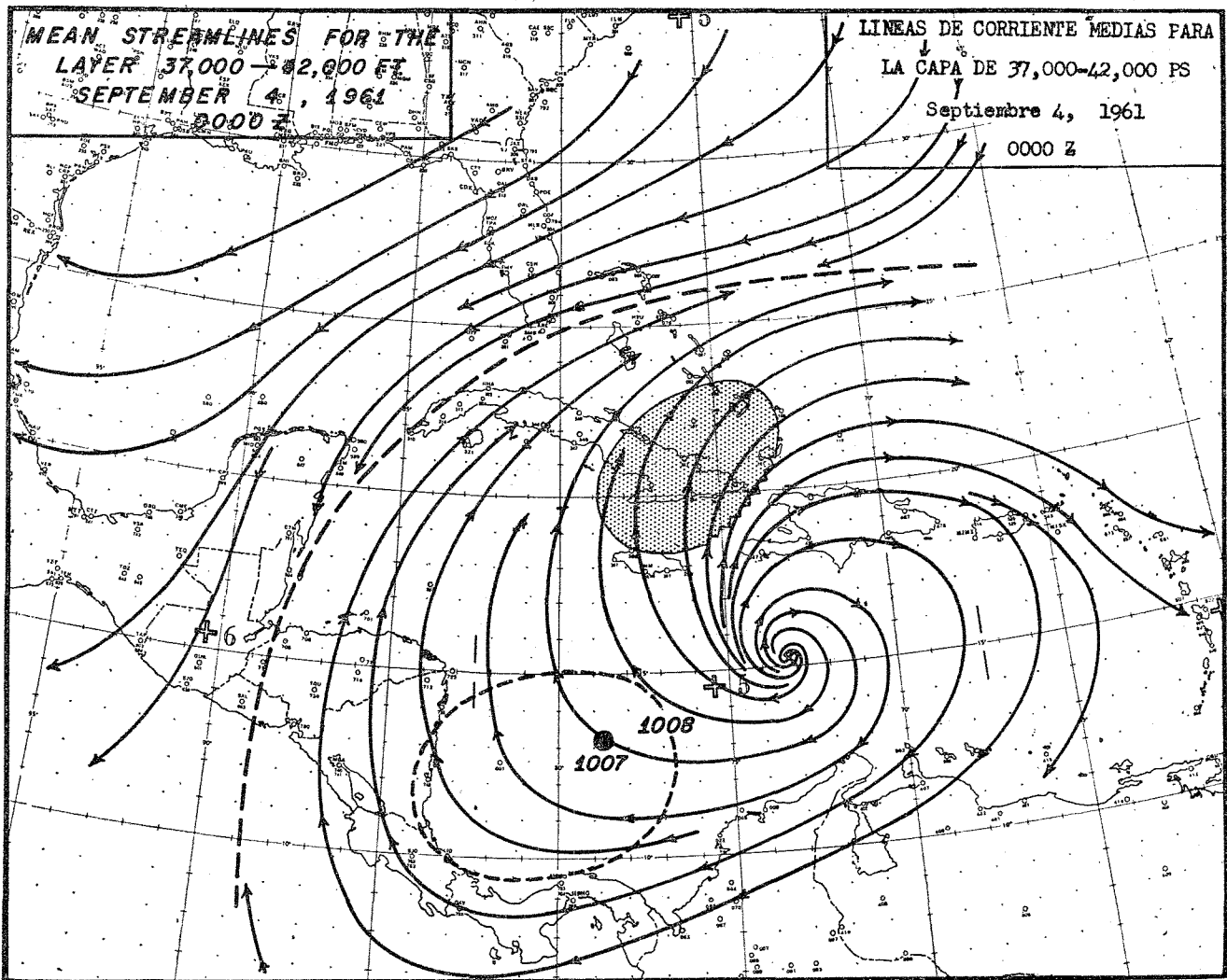


Fig. 6. Líneas de corriente medias para la capa 37,000 - 42,000 ps. el 4 de Septiembre de 1961 a las 0000 Z. El sombreado cubre áreas donde prevalecen vientos ciclónicos absolutos; su borde incompleto indica falta de certidumbre para delinear esa área debido a deficiencia de observaciones. El punto representa la posición de superficie de la perturbación y la curva discontinua próxima representa la isobara de superficie cerrada más interna. Las cruces indican sucesivas posiciones previas de 12-hs del huracán incipiente y del anticiclón superior.

Fig. 6. Mean streamlines for the layer 37,000 - 42,000 ft. on September 4, 1961 at 0000 Z. Shading covers area where absolute anticyclonic winds prevail; the pinked edge indicates uncertainty in delineating this area owing to lack of observations. Dot represents the surface position of the disturbance and the surrounding dashed curve represents the innermost closed surface isobar. Crosses indicate successive 12-hr previous position of incipient hurricane and of upper anticyclone.

ubicación más favorable para huracanes incipientes suele ser tal que las partículas del aire ascendente desde la perturbación a bajo nivel no se sitúen demasiado lejos del área en que prevalece la inestabilidad dinámica y además, que no tuvieran una larga trayectoria sobre dicha área. Así la posición A en la Figura 4 debe ser más favorable para ese desarrollo que las posiciones B y C, lo cual es compatible con resultados de un reciente estudio por Colon y Nightingale (1963), quienes encontraron que la mayoría de las perturbaciones, especialmente en bajas latitudes y se intensificaban por fuerzas anticiclónicas superiores en dirección occidental y alcanzaban intensidad de huracán en viento a 200-mb que soplan del SO.

El punto en la Figura 5 muestra una ubicación favorable para intensificarse bajo influencia anticiclónica superior de Oeste a Este. Esa posición concuerda con la postulada por Riehl (1950) y probablemente es aplicable a muchos huracanes que se forman en latitudes relativamente altas. Por ejemplo, la posición es la misma que la encontrada por Shinoda (1958) respecto a tifones formados en la vecindad de las Islas Marianas (lejos de la Zona de Convergencia Intertropical).

be such that air particles rising from the low-level disturbance will not be too far away from the area where dynamic instability prevails and will, moreover, have a long trajectory over this area. Thus the position A in Figure 4 would be more favorable for development than positions B and C. This is compatible with results from a recent study by Colon and Nightingale (1963) who found that a majority of disturbances, especially those at lower latitudes which intensified under an upper anticyclone drifting in a westerly direction, reached hurricane intensity under a 200-mb wind blowing from the southwest.

The dot in Figure 5 shows a favorable location for intensification under an upper anticyclone drifting from West to East. This position agrees with that postulated by Riehl (1950), and is probably mostly applicable to hurricanes which form at a relatively high latitude. For instance, this position agrees with that found by Shinoda (1958) in connection with typhoons forming in the vicinity of the Mariana Islands (away the Intertropical Convergence Zone).

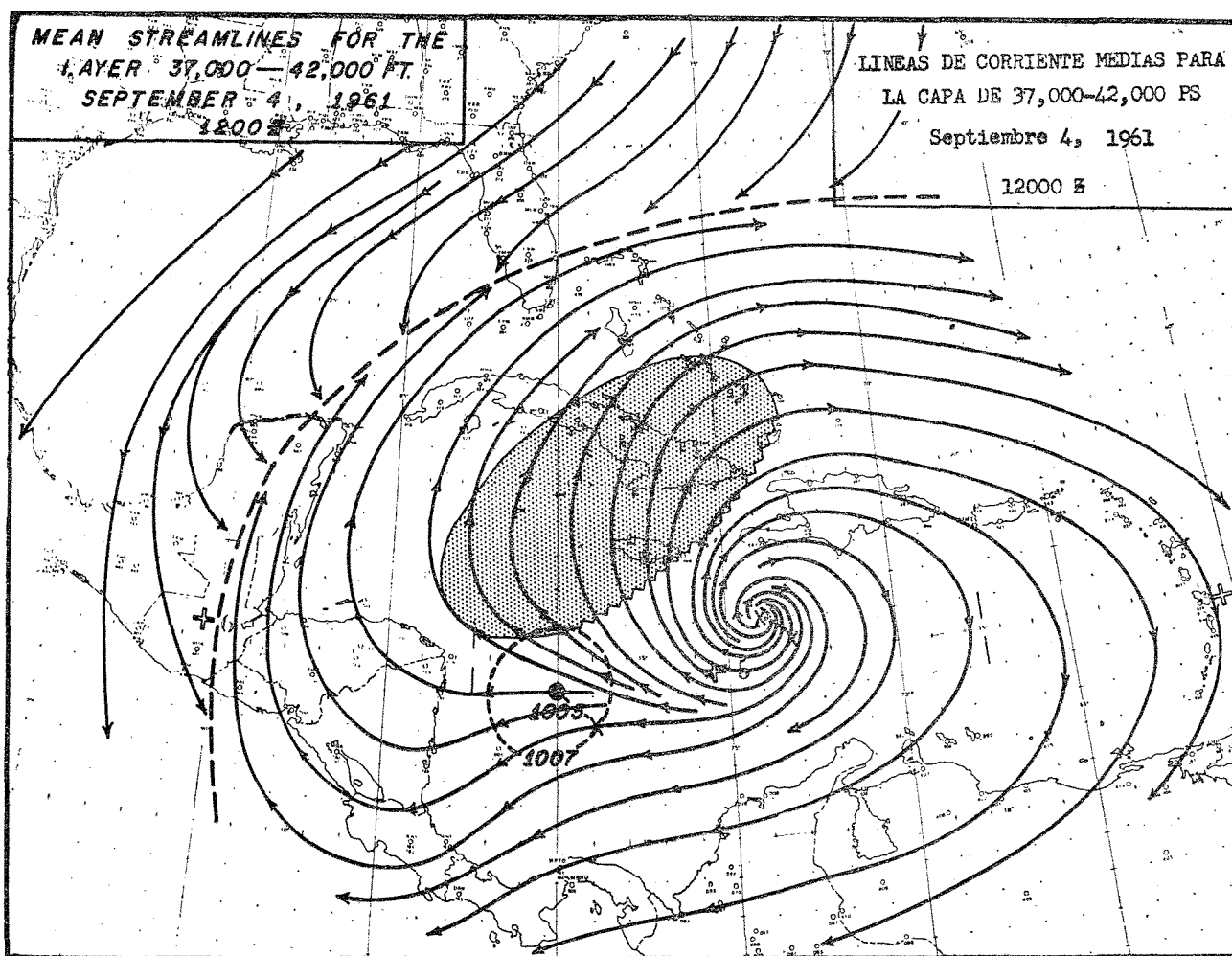


Fig. 7. Igual a la Fig. 6 para Septiembre 4, 1961, 1200 Z.

Fig. 7. Same as Fig. 6 for September 4, 1961, 1200 Z.

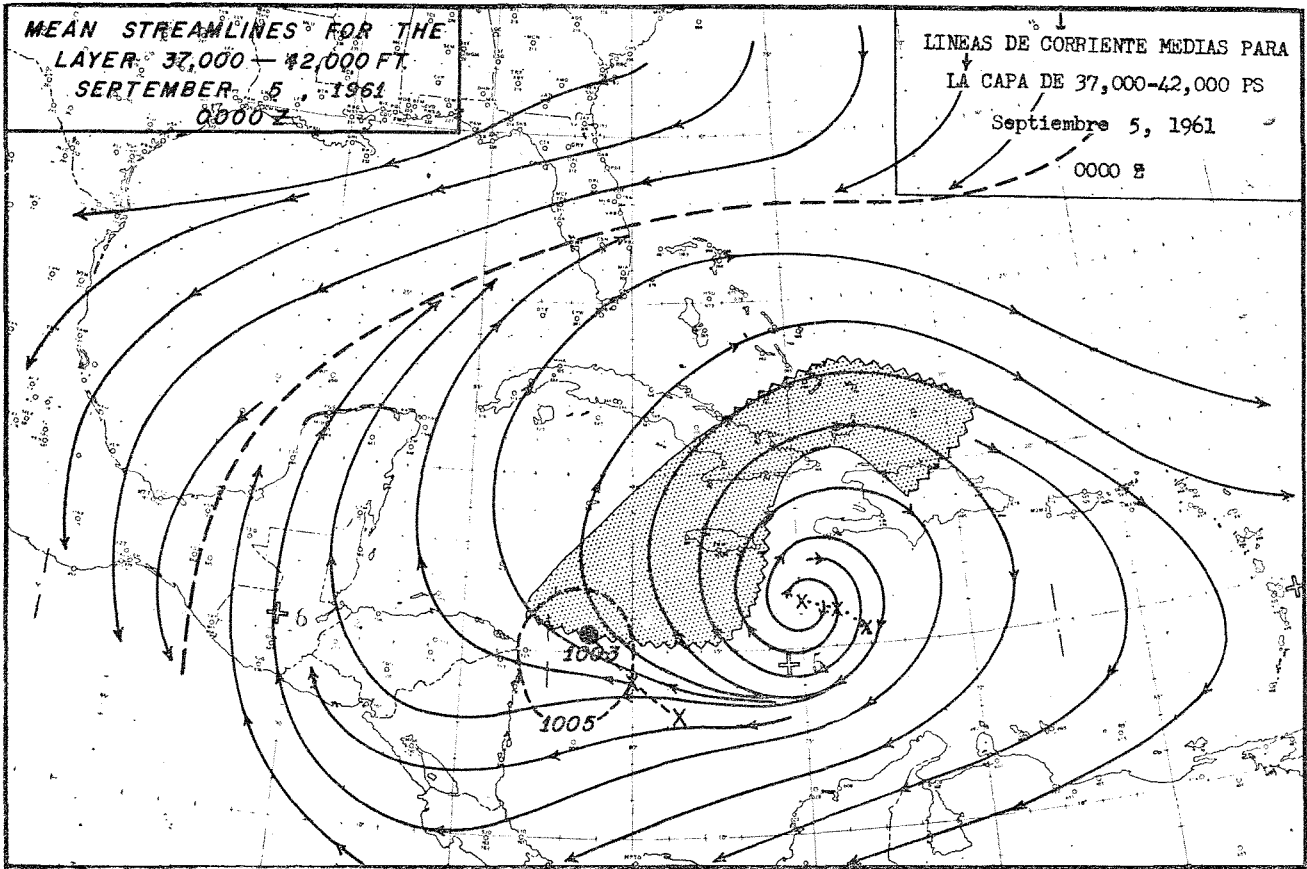


Fig. 8. Igual a la Fig. 6 para Septiembre 5, 1961, 0000 Z.

Fig. 8. Same as Fig. 6 for September 5, 1961, 0000 Z.

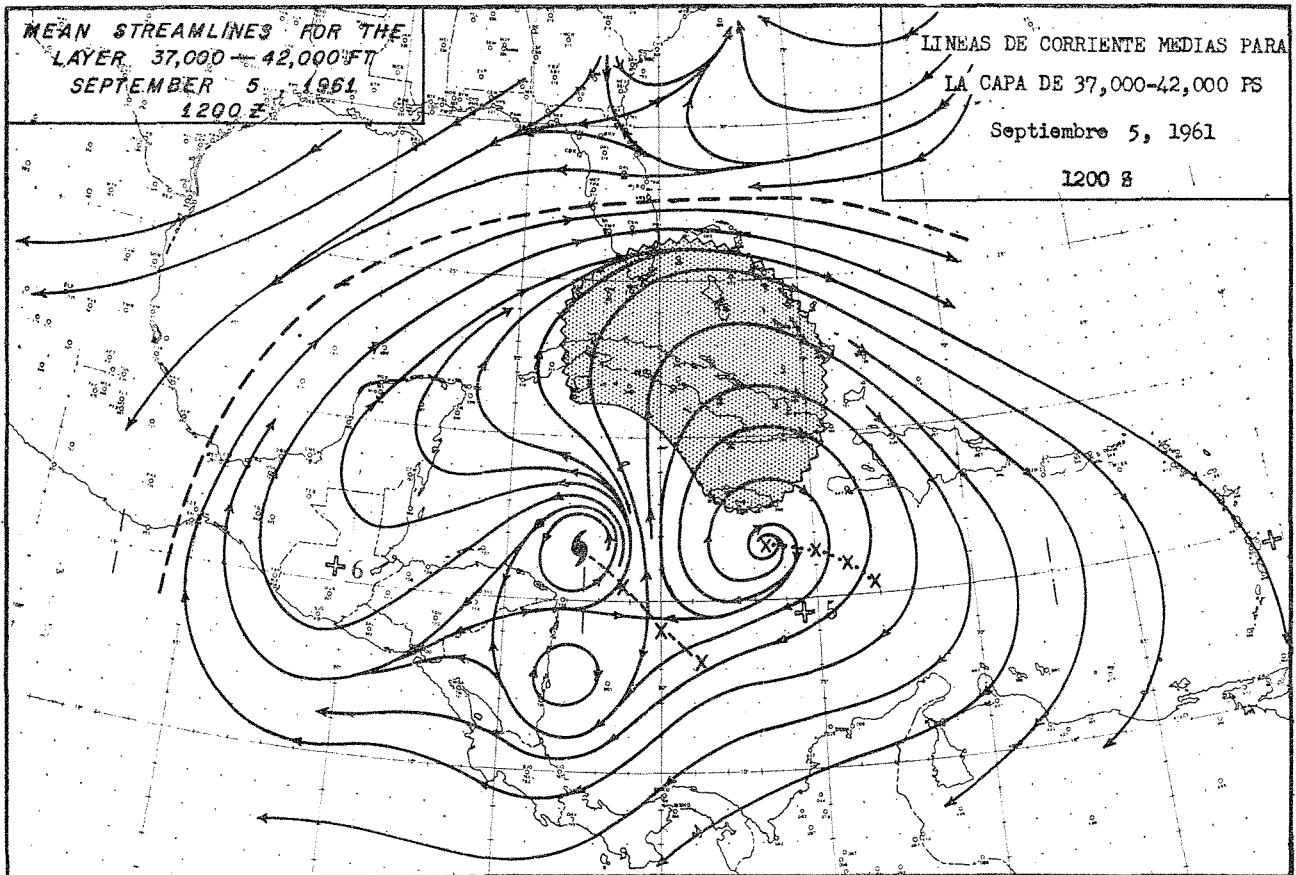


Fig. 9. Igual a la Fig. 6 para Septiembre 5, 1961, 1200 Z.

Fig. 9. Same as Fig. 6 for September 5, 1961, 1200 Z.

Si las consideraciones anteriores dan apoyo cualitativo a la hipótesis de que los vientos anticiclónicos absolutos son un factor en el desarrollo de huracanes, sólo puede obtenerse una prueba definitiva de esas hipótesis aplicándola a casos reales. El Huracán Carla (1962) proporciona un caso conveniente para dicha prueba.

VERIFICACION

Carla se desarrolló a partir de una débil perturbación en la Zona de Convergencia Intertropical que se manifestaba ella misma por una actividad de aguaceros algo encima de la normal en el Caribe Oriental desde Septiembre 1, 1961. La primera indicación de una circulación cerrada se notó a las 1200 Z en el mapa de superficie del 3 de Septiembre, intensificándose rápidamente 24 horas más tarde.

La Figura 6 muestra un análisis de líneas de corriente del viento medio en la capa de 36,000-42,000 pies. El sombreado indica el área relativamente pequeña donde prevalecían vientos anticiclónicos absolutos y lo que es probablemente más importante, bastante lejana a la posición de superficie de la perturbación, indicada por el punto negro. Doce horas más tarde (Fig. 7) el área sombreada había crecido y como detalle importante, su extremo contrario a la corriente estaba mucho más cerca de la posición de superficie de la perturbación. Fue en esta etapa cuando las condiciones se hicieron críticas como lo muestra la marcada inclinación de la curva de presión de superficie en la Figura 1. La Figura 8 indica que el extremo contrario a la corriente de la región de viento anticiclónico absoluto estaba directamente encima de la posición de superficie de la perturbación y que continuaba profundizándose a mucho mayor velocidad. A las 0100 Z (una hora después del tiempo del mapa), según indicaciones de aviones, se lanzó el primer aviso formal desde el Centro de Huracanes de Miami pronosticando aumento de la intensidad de la tormenta, lo cual se realizó hacia las 1000 Z. La Figura 9 muestra el flujo superior medio dos horas después, cuando la circulación ciclónica se extendía a la tropósfera superior y seguía la intensificación hasta alcanzarse ráfagas de unas 175 mph y presiones de superficie de 935 mb según informes. Es probable que el área de vientos anticiclónicos absolutos en Septiembre 5, a las 1200 Z era más extensa que lo indicado en la Figura 9. A juzgar por la fuerte curvatura de la línea de corriente, los vientos anticiclónicos absolutos pudieron prevalecer hacia el oeste y suroeste del área sombreada. Pero, no puede comprobarse esa posibilidad por falta de datos, como se indica por los bordes punteados de área sombreada.

BIBLIOGRAFIA

- ALAKA, M. A. 1958. Dynamics of Upper-air Outflow in Incipient Hurricanes. *Geophysica*, 6:133-146.
- 1963. Instability Aspects of Hurricane Genesis. (To be published) (Para publicarse).
- ANGELL, J. K. 1962. The Influence of Inertial Instability upon Transosonde Trajectories and some Forecast Implications. *Mo. Weather Rev.*, 90:245-251.

While the above considerations provide qualitative support to the hypothesis that absolute anticyclonic winds are a factor in hurricane development, a definitive test of this hypothesis can be achieved only by applying the hypothesis to actual cases. Hurricane Carla (1962) provided a suitable case for such a test.

VERIFICATION

Carla developed from a weak perturbation in the Intertropical Convergence Zone which manifested itself by a somewhat above-normal shower activity in the Eastern Caribbean as early as September 1, 1961. The first indication of a closed circulation was noted on the 1200 Z September 3 surface map. Rapid intensification started 24 hours later.

Figure 6 shows a streamline analysis of the mean wind in the layer 36,000-42,000 ft. The shading denotes the area where absolute anticyclonic winds prevailed. This area is fairly small and, what is probably more important, far removed from the surface position of the disturbance, indicated by the black dot. Twelve hours later (Fig. 7) the shaded area had become much larger and, what is probably as important, its upstream edge much nearer the surface position of the disturbance. It is at this stage that conditions became critical as is shown by the marked steepening of the surface pressure curve of Figure 1. Figure 8 shows that the upstream edge of the region of absolute anticyclonic wind was directly over the surface position of the disturbance and deepening continued at an even faster rate. At 0100 Z (one hour after map time), following aircraft reconnaissance, the first formal advisory was issued from the Miami Hurricane Center with a forecast for an increase to storm intensity. This was attained by 1000 Z. Figure 9 shows the mean upper flow two hours later. By this time the cyclonic circulation had extended to the upper troposphere and intensification continued until winds gusts reached an estimated 175 mph and a surface pressure of 935 mb was reported. It is probable that the area of absolute anticyclonic winds on September 5, 1200 Z, was more extensive than that depicted in Figure 9. Judging by the strong curvature of the streamlines, absolute anticyclonic winds may have prevailed to the west and southwest of the shaded area. This possibility which cannot, however, be ascertained owing to lack of data, is indicated by the pinked edges of the shaded area.

BIBLIOGRAPHY

- COLON, J. A. & W. R. NIGHTINGALE, 1963. Development of Tropical Cyclones in Relation to Circulation Patterns at the 200-millibar Level (To be published in the *Monthly Weather Review*) (Para publicarse en el *Monthly Weather Review*).
- FRANK, N. 1962. Synoptic Case Study of Tropical Cyclogenesis utilizing Tiros Data (To be published in the *Monthly Weather Review*) (Para publicarse en el *Monthly Weather Review*).
- KASAHARA, A. 1961. A Numerical Experiment on the Development of a Tropical Cyclone. *Jour. Meteor.*, 18:259-282.
- KUO, H. L. 1961. Mechanism leading to Hurricane Formation. NHRP, Report No. 50, Part II, p. 277.
- RIEHL, H. 1958. On the Production of Kinetic Energy from Condensation Heating. *The Rossby Memorial Volume* (The Rockefeller Instituto Press and Oxford University Press), pp. 381-399.
- 1950. A Model of Hurricane Formation, *Jour. Appl. Physics*, 21:917-925.
- RIEHL, H. & N. M. BURGNER, 1950. Further Studies of the Movement and Formation of Hurricanes and their Forecasting. *Bull. American Met. Soc.*, 31:244-253.
- SHINODA, M. 1958. Some Aspects of the Incipient Stage of Typhoons Generated in the Seas adjacent to the Mariana Islands. *Jour. Meteor. Res. Japan*, 10:429-436.
- YANAI, M. 1961. A Detailed Analysis of Typhoon Formation. *Jour. Meteor. Soc. Japan*, 39:187-214.