

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

México, D. F., Jun. 6-12, 1963

5a. SESIÓN

5th SESSION

DESARROLLO DE HURACANES (I)  
HURRICANE DEVELOPMENT (I)

## DESARROLLO DE HURACANES, UNA REVISIÓN \*

JEROME SPAR \* \*

### INTRODUCCION

Creo que el servicio más útil que puedo hacer esta mañana consiste en proporcionar una base para los trabajos siguientes y trazar la evolución de algunas ideas sobre desarrollo de huracanes que hoy se discutirán.

El programa actual está dedicado a estudios teóricos sobre formación de huracanes y más específicamente a ciertos experimentos numéricos sobre dinámica de huracanes. Se trata de un tema difícil y en esta revisión introductoria trataré de hacerlo más comprensible para quienes, como yo, no son especialistas en meteorología teórica.

### TEORIAS EMPIRICAS DE SUPERPOSICION

Brevemente expresada, la idea central en teorías de este tipo es que los huracanes se forman a resultas de una adecuada superposición de perturbaciones. Pueden distinguirse las pocas perturbaciones que causan huracanes de otras que no los causan por la presencia de algún mecanismo en forma de perturbación independiente que llega a coincidir en alguna forma con el sistema primario. No se elimina la inestabilidad inherente del sistema primario en este cuerpo de teorías, aunque tampoco puede iniciarse espontáneamente sin la presencia del mecanismo externo de disparo. Riehl (1954) ha sido un prominente expositor de tal punto de vista.

Se han asociado empíricamente muchas clases de perturbaciones con la formación de huracanes: vaguadas meso-troposféricas, vaguadas de origen frontal a bajo nivel, circulación trans-ecuatorial ciclónicamente encurvada, centros de convergencias de la zona de convergencia intertropical (CIT), ondas de la CIT, divergencias troposféricas superiores y anticiclones y desde luego ondas del este. En años

\* Contribución Núm. 14 del Laboratorio de Ciencias Geofísicas, Departamento de Meteorología y Oceanografía, Universidad de Nueva York.

\* \* Universidad de Nueva York.

## A SURVEY OF HURRICANE DEVELOPMENT \*

JEROME SPAR \* \*

### INTRODUCTION

I think the most useful service I can perform this morning is to provide a background for the papers which are to follow, and to trace the evolution of some of the ideas about hurricane development that will be discussed today.

The program this morning is devoted to theoretical studies on hurricane formation, and more specifically to certain numerical experiments on hurricane dynamics. This is a difficult subject, and in this introductory survey I will try to make it a little more comprehensible to those who, like me, are not specialists in theoretical meteorology.

### EMPIRICAL SUPERPOSITION THEORIES

Briefly stated the central idea in theories of this type is that hurricanes form as a result of a suitable superposition of disturbances. The few disturbances which do spawn hurricanes are distinguished from the many which do not by the presence of some trigger in the form of an independent disturbance which, in some manner, comes into coincidence with the primary system. Inherent instability of the primary system is not ruled out in this body of theory; but it cannot be released spontaneously without the presence of the external triggering device. Riehl (1954) has been a prominent proponent of this viewpoint.

Many kinds of disturbance have been associated empirically with hurricane formation: mid-tropospheric troughs, low level troughs of frontal origin, cyclonically curved trans-equatorial flow, centers of convergence on the intertropical convergence zone (ITC), waves on the ITC, upper tropospheric divergences and anticyclones, and, of course, easterly waves. In recent years synoptic evidence appears

\* Contribution No. 14 of the Geophysical Sciences Laboratory, Department of Meteorology and Oceanography, New York University.

\* \* New York University.

recientes los datos sinópticos parecen acumularse a favor de la hipótesis de que la condición necesaria (si no es suficiente) para la formación de huracanes es la superposición de un anticiclón (y/o divergencia) en la tropósfera superior sobre una onda del este. Pero, faltando una buena red sinóptica en los trópicos realmente es imposible comprobar ésta o cualquier hipótesis de formación de huracanes con seguridad.

Aunque las teorías empíricas de superposición son bastante fáciles de entender e intuitivamente aceptables, carecen de mecanismo físico explícito y no son cuantitativas. Nadie ha intentado aún incorporarlas en un modelo teórico cuantitativo de formación de huracanes. Así, por ejemplo, en los trabajos teóricos que se presentarán hoy creo que no encontrarán ustedes uso explícito de perturbaciones superpuestas a diferentes niveles de la atmósfera. En tal sentido, los modelos son bi-dimensionales (o bi-dimensionales y fracción), como puede esperarse en esa etapa de teoría cuantitativa de huracanes. Después, los experimentos numéricos podrán comprobar las teorías de superposición.

### TEORIAS DE INESTABILIDAD LINEAL

Por muchos años los teóricos han tratado de explicar el desarrollo de huracanes como resultado de alguna clase de perturbación inestable en la atmósfera tropical. Para hacer matemáticamente tratable el problema han usado el método de eliminar ciertos términos no-lineales de las ecuaciones hidrodinámicas y han buscado soluciones para los sistemas lineales resultantes. Tal procedimiento informa solamente sobre el índice de crecimiento inicial de pequeñas perturbaciones.

Los modelos teóricos son simétricos circulares por lo común y usan coordenadas cilíndricas. Como regla, la solución buscada representa la velocidad vertical o a veces, la vertical-radial, es decir, la circulación transversal que cruza el vórtice circular. Una solución inestable es la que crece exponencialmente con el tiempo, en tanto que una solución estable oscila sin cambio de amplitud. Si la solución es inestable para un estado cualquiera de la atmósfera (y para condiciones iniciales y de frontera adecuadas) y si la escala de la perturbación inestable corresponde a un huracán ( $10^2 - 10^3$  Km), se considera que la solución describe el crecimiento de un huracán. En ese caso, el estado básico de la atmósfera sobre la cual se sobrepone la perturbación se considera como representando una condición suficiente para el desarrollo del huracán.

Desde luego el índice de crecimiento de una solución y su escala están relacionados y por ello se puede preguntar, ¿cuál es el índice de crecimiento para una perturbación cuya escala es de huracán? Si el índice de crecimiento teórico corresponde a un huracán (cuyo tiempo de duplicación o "plegamiento-e" es del orden de días), entonces se considera que la solución es adecuada al problema de los huracanes. Sin embargo, también deben investigarse los índices de crecimiento de las perturbaciones a todas escalas, especialmente las más pequeñas que los huracanes, ya que si son posibles todas las escalas y si las más pequeñas que los huracanes

to have accumulated in favor of the hypothesis that a necessary (if not sufficient) condition for hurricane formation is the superposition of an upper tropospheric anticyclone (and/or divergence) over an easterly wave. But because we lack good synoptic networks in the tropics it is really not possible to verify this or any other hypothesis regarding hurricane formation with certainty.

While empirical superposition theories are easy enough to comprehend and are intuitively acceptable, they lack explicit physical mechanism and are not quantitative. As yet no one has attempted to incorporate them into a quantitative theoretical model of hurricane formation. So, for example, in the theoretical papers which are presented today I think you will find no explicit use of superposed disturbances at different levels of the atmosphere. In this sense the models are two (or two-and-a-fraction) dimensional, as is to be expected at this stage of quantitative hurricane theory. Later numerical experiments may be able to test the superposition theories.

### LINEAR INSTABILITY THEORIES

For many years theoreticians have tried to explain hurricane development as the growth of some kind of unstable perturbation in the tropical atmosphere. To make the problem mathematically tractable they have used the device of removing certain non-linear terms from the hydrodynamic equations, and have investigated solutions of the resulting linear systems. This procedure gives information only about the initial growth rate of small disturbances.

The theoretical models are usually circular symmetric, and use cylindrical coordinates. As a rule the solution investigated represents the vertical velocity, or sometimes the vertical-radial, i. e., transverse circulation across the circular vortex. An unstable solution is one which grows exponentially with time, while a stable solution oscillates without change of amplitude. If the solution is found to be unstable for a given state of the atmosphere (and for some appropriate initial and boundary conditions), and if the scale of the unstable perturbation corresponds to that of a hurricane ( $10^2 - 10^3$  Km) the solution is considered to be descriptive of the growth of a hurricane. In this case the basic state of the atmosphere on which the perturbation was superimposed is considered to represent a sufficient condition for hurricane development.

The growth rate of a solution and its scale are, of course, related. So one may ask, what is the growth rate of a disturbance whose scale is that of a hurricane? If the theoretical growth rate corresponds to that of a hurricane (whose doubling or "e-folding" time is of the order of days) then the solution is considered to be relevant to the hurricane problem. However, one must investigate also the growth rates of disturbances of all scales, especially those smaller than hurricane size; for if all scales are possible, and if scales smaller than the hurricane grow even faster than the

crecen a esa escala aún más aprisa que las perturbaciones a tal escala ¿qué clase de solución dará la naturaleza? La interpretación física de la solución no es clara en este caso. Debe también recordarse que la teoría de inestabilidad lineal expresa solamente cuál es el índice inicial de crecimiento para la perturbación infinitesimal y no permite calcular la evolución de la perturbación o los efectos de interacciones no-lineales entre la perturbación finita y el estado atmosférico básico.

Podemos distinguir tres clases de teorías de inestabilidad lineal en el desarrollo de huracanes: (1) convectiva (también conocida como estática o gravitacional), (2) barotrópica (también conocida como inercial pura y como "dinámica") y (3) baroclínica. La teoría de inestabilidad convectiva atribuye la ciclogénesis tropical a la inestabilidad estática del aire tropical, es decir, al índice de lapso condicionalmente inestable y describe el desarrollo en términos del crecimiento de circulación vertical en la onda inestable de gravedad representada en la célula convectiva. Las teorías de inestabilidad barotrópica explican el desarrollo ciclónico en términos de la pura inestabilidad inercial del campo de viento horizontal. En su forma más general, las teorías baroclínicas agregan también los efectos del gradiente de temperatura horizontal a los efectos de inestabilidad estática e inercial.

#### (1) INESTABILIDAD CONVECTIVA (estática, gravitacional)

A veces un huracán puede parecerse a una célula de convección a gran escala tanto en ilustraciones de libros de texto como en teorías lineales. Así, Haque (1952) propuso que la inestabilidad convectiva en una masa de aire tropical barotrópica y estancada bastaba para explicar el desarrollo de un ciclón tropical. Con tal criterio, que también aceptó Syono (1953), el desarrollo del huracán difiere del desarrollo de una nube cumulo-nimbus solamente por la escala del fenómeno. La fuente de energía para los ciclones es el calor latente de condensación liberado por el ascenso convectivo en el aire tropical condicionalmente inestable y el índice de crecimiento del ciclón aumenta con el grado de inestabilidad.

La teoría no es satisfactoria desde el punto de vista práctico, pues la inestabilidad condicional del aire tropical es mucho más común que los huracanes. Es necesario algún mecanismo adicional e implícito en la teoría convectiva o la teoría es un error. En las ampliaciones de la teoría por Lilly (1960) y Kuo (1961) quedó claro que el "error" de la teoría convectiva era de interpretación. Haque (1952) y Syono (1953) han discutido el crecimiento de perturbaciones en la atmósfera inestable en términos del radio limitante (o longitud de onda) de la región inestable que separa las pequeñas perturbaciones (ondas) amplificadas de las grandes áreas en disipación. En este radio crítico (o escala) las perturbaciones realmente no crecen. Sin embargo, esta escala de la perturbación limitante fue considerada como la escala del huracán. Por ejemplo, un resultado de la teoría convectiva es que el radio crítico crece al aumentar la estabilidad y al disminuir el parámetro de Coriolis, lo cual se

hurricane-scale perturbation, what kind of solution will nature produce? The physical interpretation of the solution is not clear in this case. It must also be remembered that linear instability theory tells us only what the initial growth rate of the infinitesimal perturbation is, and does not permit us to calculate the evolution of the disturbance or the effects of non-linear interactions between the finite disturbance and the basic atmospheric state.

We can distinguish three classes of linear instability theories of hurricane development: (1) convective (also known as static, or gravitational), (2) barotropic (also known as pure inertial and as "dynamic"), and (3) baroclinic. Convective instability theory attributes tropical cyclogenesis to the static instability of the tropical air, i. e., to the conditionally unstable lapse rate, and describes development in terms of the growth of vertical circulation in the unstable gravity wave represented by the convection cell. Barotropic instability theories explain cyclone development in terms of the pure inertial instability of the horizontal wind field. Baroclinic theories, in their most general form, include, in addition to effects of static and inertial instability, the effects of the horizontal temperature gradient.

#### (1) CONVECTIVE INSTABILITY (static, gravitational)

A hurricane is sometimes likened to a large scale convection cell in both textbook illustrations and linear theory. Thus, Haque (1952) proposed that convective instability in a stagnant, barotropic, tropical air mass was sufficient to account for the development of a tropical cyclone. In this view, which was also put forward by Syono (1953) the development of the hurricane differs from that of a cumulo-nimbus cloud only in the scale of the phenomenon. The energy source for the cyclone is the latent heat of condensation released by convective ascent in the conditionally unstable tropical air, and the growth rate of the cyclone increases with the degree of instability.

From a practical viewpoint the theory is not satisfying, for conditional instability of tropical air is far more common than are hurricanes. Either some additional mechanism is necessary and implicit in the convective theory, or the theory is in error. In extensions of the theory by Lilly (1960) and Kuo (1961) it was made clear that the "error" of the convective theory was one of interpretation. Haque (1952) and Syono (1953) had discussed the growth of disturbances in the unstable atmosphere in terms of the limiting radius (or wavelength) of the unstable region which separates amplifying small perturbations (waves) from the decaying longer ones. At this critical radius (or scale) the perturbations are actually not growing. Yet it was the scale of this limiting perturbation that was identified with the hurricane scale. For example, one result of convective theory is that the critical radius increases with increasing instability and decreasing Coriolis parameter. This was

pensó que corroboraba la aplicabilidad de la teoría a los ciclones tropicales. Pero, como lo discutió Kuo (1961), no hay razón para igualar la escala crítica como la más preferente escala de convección y de hecho, la segunda es de la nube cumulus y no del huracán. Así, Kuo (1961) concluyó que la teoría no era aplicable a ciclones tropicales, lo que debe atribuirse a "...factores físicos diversos de la simple inestabilidad convectiva..." Como lo demostraron Kuo (1961), Kasahara (1961b) y Yanai (1961b), aún la inclusión de la viscosidad del vórtice puede cambiar la escala de las perturbaciones que se desarrollan más rápidamente desde la nube cumulus al ciclón. Debe concluirse (ver Lilly, 1960 y Kuo, 1961) que en una atmósfera inestable convectivamente (es decir, estancada, barotrópica) el sistema dominante será la torre de cumulus y no el huracán. Lilly (1960) aclaró también que la convección tiende a "desanimar" la formación de huracanes a menos que sea organizada por un proceso a mayor escala.

La significación de tales resultados en relación a experimentos numéricos sobre el desarrollo de huracanes ha sido reconocida por Syono (1962), Yanai (1961b), Ooyama (1963a) y otros y se discutirá más tarde.

## (2) INESTABILIDAD BAROTRÓPICA INERCIAL (inercial pura, "dinámica")

La teoría de estabilidad de vórtices en un fluido barotrópico puede atribuirse a Helmholtz (ver Lamb, 1932, para una revisión de la teoría clásica). Sin embargo, se aplicó primero de manera explícita a los ciclones tropicales por Sawyer (1947). Buscando una explicación de cómo el aire continúa siendo expulsado de un ciclón tropical que se profundiza, Sawyer derivó el ahora familiar criterio de inestabilidad inercial de un vórtice circular. (Aquí nos importan solamente los movimientos horizontales y las oscilaciones cuya fuerza de restauración no es la gravedad sino la inercia en forma de fuerzas de Coriolis y centrífuga; por ello, estudiamos las oscilaciones inerciales más que las gravitacionales en su estabilidad.)

El criterio de Sawyer puede interpretarse como requiriendo la vorticidad absoluta negativa (vorticidad anticiclónica en exceso del parámetro de Coriolis) o como Alaka (1961) lo propuso recientemente, los vientos anómalos. Aunque Sawyer se daba cuenta de la importancia de la inestabilidad estática, la liberación convectiva de calor latente y la estructura del núcleo cálido en el proceso de desarrollo, su hipótesis atribuye la principal responsabilidad a la estructura anormal del campo de viento horizontal en el crecimiento inestable del vórtice. Por consecuencia, esencialmente es un criterio para el crecimiento de un vórtice en una atmósfera barotrópica estable.

En el modelo de Sawyer los anticiclones de nivel superior que originan inestabilidad inercial se atribuyeron al carácter del núcleo cálido del ciclón ya existente. La inestabilidad inercial fue así considerada como causa de crecimiento y no de formación. Recientemente se ha demostrado de manera sinóptica por Alaka (1961) y por Yanai

taken as corroboration of the applicability of the theory to tropical cyclones. But, as discussed by Kuo (1961), there is no reason to equate the *critical* scale with the most *preferred* scale of convection, and, in fact the latter is that of the cumulus cloud, not the hurricane. Thus, Kuo (1961) concluded that the theory was not relevant to tropical cyclones, which must be attributed to "...physical factors other than simple convective instability..." As shown by Kuo (1961), Kasahara (1961b), and Yanai (1961b), even the inclusion of eddy viscosity cannot shift the scale of the most rapidly developing perturbations from the cumulus cloud to the cyclone. It must be concluded (see Lilly, 1960 and Kuo, 1961) that in a simple (i. e., stagnant, barotropic) convectively unstable atmosphere the dominant system will be the cumulus tower and not the hurricane. Lilly (1960) has even remarked that convection tends to "discourage" hurricane formation unless it is organized by some larger scale process.

The significance of these results in relation to numerical experiments on hurricane development has been recognized by Syono (1962), Yanai (1961b), Ooyama (1963a), and others, and will be discussed later.

## (2) BAROTROPIC INERTIAL INSTABILITY (pure inertial, "dynamic")

The theory of stability of vortices in a barotropic fluid can be traced back to Helmholtz (see Lamb, 1932, for a review of the classical theory). However, it was first applied explicitly to tropical cyclones by Sawyer (1947). In seeking for an explanation of how air continues to be evicted from a deepening tropical cyclone, Sawyer derived the now familiar criterion for inertial instability of a circular vortex. (We are concerned here with purely horizontal motions and oscillations for which the restoring force is not gravity but inertia in the form of Coriolis and centrifugal forces: hence these are inertial rather than gravitational oscillations whose stability we study.)

Sawyer's criterion may be interpreted as requiring either negative absolute vorticity (anticyclonic vorticity in excess of the Coriolis parameter) or, as Alaka (1961) has recently proposed, anomalous winds. Although Sawyer was aware of the importance of static instability, convective release of latent heat, and the warm core structure in the development process, his hypothesis places the principal responsibility for the unstable growth of the vortex on the abnormal structure of the horizontal wind field. It is therefore essentially a criterion for growth of a vortex in a stable barotropic atmosphere.

In Sawyer's model the upper level anticyclone which gives rise to inertial instability was attributed to the warm core character of the already existent cyclone. Inertial instability was therefore viewed as a cause of growth, but not of formation. It has recently been shown synoptically by Alaka (1961) and by Yanai (1961b) that regions of

(1961b) que pueden encontrarse regiones de inestabilidad inercial en la tropósfera superior determinadas por el campo de viento sobre superficies isobáricas por encima de perturbaciones tropicales anteriores a la ciclogénesis. Este hecho llevó a Alaka a señalar la causa del desarrollo de huracanes en la inestabilidad inercial del flujo horizontal a niveles superiores. Yanai (1961b) está menos seguro de tal hipótesis y ha demostrado cuantitativamente que el efecto de la pura inestabilidad inercial es probablemente muy pequeño para tener un papel significativo en la formación de huracanes. Parece que Rosenthal (1962) ha llegado a conclusiones semejantes.

No tengo noticias de experimentos numéricos en que se haya valorado el papel de la pura inestabilidad inercial.

### (3) INESTABILIDAD BAROCLÍNICA (inestabilidad inercial de un vórtice baroclínico)

El fracaso de la teoría convectiva y la inadecuación cuantitativa de la inestabilidad inercial barotrópica han llevado recientemente a varios meteorólogos (p. ej., Kasahara, 1961b; Yanay, 1961a, b) a volver a la idea expuesta primero por Margules (1906) como teoría de la ciclogénesis tropical por tanto tiempo descartada. En ella se piensa que el requisito esencial para ciclogénesis tropical es la existencia de un gradiente de temperatura horizontal y más específicamente, de un núcleo cálido central.

Por largo tiempo la hipótesis de Margules fue rechazada con base en que la atmósfera tropical es barotrópica (horizontalmente homogénea) y considerando que el núcleo cálido del huracán era el *resultado* de un desarrollo ciclónico más que su causa. (En realidad lo que proponía Margules era esencialmente una teoría frontal de la ciclogénesis). Es verdad que de tiempo en tiempo (p. ej., Sawyer, 1947) se ha considerado como factor casual de ciclogénesis tropical al núcleo cálido y en 1951 Kleinschmidt de hecho propuso una teoría de la ciclogénesis tropical apoyada en el concepto de inestabilidad baroclínica.

Pero, por diez años nada se hizo con tal idea. Sin embargo recientemente Yanai (1961a) descubrió que el crecimiento principal de un tifón parece comenzar *después* del desarrollo gradual de un núcleo cálido (aunque continúa el calentamiento debido tal vez a subsidencia después de la formación). Esto ha llevado a Yanai y otros a revivir la teoría de inestabilidad inercial de un vórtice barotrópico de Margules-Kleinschmidt como teoría de formación de huracanes.

(Históricamente la teoría puede atribuirse a Helmholtz, quien creó la teoría de inestabilidad de movimientos fluidos, a Solberg, quien derivó el criterio de estabilidad en 1936 y a Kleinschmidt, van Miegham y a otros muchos que desarrollaron la teoría. Véase, por ejemplo, Eliassen y Kleinschmidt, 1957, para una revisión de la teoría. A pesar de ello, la primera aplicación explícita de la teoría del problema de los huracanes fue hecha por Kleinschmidt).

La diferencia esencial entre inestabilidad inercial pura (barotrópica) y baroclínica es que en la última el criterio de inestabilidad es la vorticidad absoluta negativa según de-

inertial instability, as determined from the wind field on isobaric surfaces, may be found in the upper troposphere over tropical disturbances prior to cyclogenesis. This fact has encouraged Alaka to look for the cause of hurricane development in the inertial instability of the horizontal flow at upper levels. Yanai (1961b) is less sanguine about this hypothesis, and has shown quantitatively that the effect of pure inertial instability is probably too small to play a significant role in hurricane formation. Similar conclusions appear to have been arrived at also by Rosenthal (1962).

I am not aware of any numerical experiments in which the role of pure inertial instability has been evaluated.

### (3) BAROCLINIC INSTABILITY (inertial instability of baroclinic vortex)

Failure of the convective theory, and the quantitative inadequacy of barotropic inertial instability has led several meteorologists recently (e.g., Kasahara, 1961b; Yanai, 1961a, b) to return to an idea first proposed by Margules (1906) as a theory of tropical cyclogenesis and long discarded. This is the view that an essential requirement for tropical cyclogenesis is the existence of a horizontal temperature gradient, and more specifically a warm central core.

For a long time Margules' hypothesis was rejected on the grounds that the tropical atmosphere is barotropic (horizontally homogeneous), and the warm core of the hurricane was looked upon as a *result* of cyclone development rather than a cause. (Actually what Margules proposed was essentially a frontal theory of cyclogenesis). It is true that from time to time (e.g., Sawyer, 1947) the warm core has been considered a causative factor in tropical cyclogenesis; and in 1951 Kleinschmidt did in fact propose a theory of tropical cyclogenesis based on the concept of baroclinic instability.

But, for ten years nothing much was done with this idea. Recently, however, it has been found by Yanai (1961a) that the principal growth of a typhoon appears to begin *after* the gradual development of a warm core (although further warming, presumably by subsidence, does continue after formation). This has led Yanai and others to revive the Margules-Kleinschmidt theory of inertial instability of a baroclinic vortex as a theory of hurricane formation.

(Historically the theory may be traced to Helmholtz, who created the theory of instability of fluid motions, to Solberg who derived the stability criterion in 1936, and to Kleinschmidt, van Miegham, and many others who developed the theory. See, for example, Eliassen and Kleinschmidt, 1957, for a review of the theory. However, the first explicit application of the theory to the hurricane problem was made by Kleinschmidt.)

The essential difference between pure (barotropic) and baroclinic inertial instability is that in the latter case the

terminaciones en superficies *isentrópicas* y no en superficies a nivel o isobáricas. Más precisamente, si el momento angular absoluto en el vórtice disminuye hacia afuera a lo largo de una superficie isentrópica el vórtice es inestable. En un sistema de núcleo cálido las superficies isentrópicas tienen declive hacia arriba y afuera del centro y la circulación disminuye al incrementar la altura. Así, hay una tendencia para que disminuya la circulación hacia afuera a lo largo de las isentropas y a que el sistema de núcleo cálido sea inestable. Además, tal inestabilidad puede existir aún cuando el aire sea estáticamente estable y desea sólo estabilidad inercial pura.

En el proceso convectivo la transformación de energía esencialmente es la liberación del calor latente y su conversión a energía cinética turbulenta y a energía potencial total. En el caso de la pura inestabilidad inercial hay una transferencia de energía cinética de una a otra escala. Pero, en el caso de la energía de inestabilidad baroclínica se convierte de potencial a cinética.

Cambiando el mecanismo de desarrollo de huracanes de inestabilidad convectiva a baroclínica, Kasahara (1961b) y Yanai (1961b) aparentemente pudieron explicar el desarrollo de perturbaciones a escala de huracán en una atmósfera estratificada establemente. (Sin embargo, debe señalarse que el análisis de Yanai sobre la inestabilidad del vórtice baroclínico ha sido criticada por Oyama (1963a), quien ha discutido sus conclusiones sobre la escala de la perturbación baroclínica inestable).

Aunque la hipótesis de inestabilidad baroclínica fuese correcta aun queda la cuestión de fijar el papel de la convección en la ciclogénesis tropical. El tema ha sido tratado bien claramente, creo, en los dos trabajos de Yanai a que se ha hecho referencia. Yanai divide el proceso de ciclogénesis en tres etapas. La primera etapa es la onda del este. Pero, los estudios sinópticos han demostrado que las perturbaciones pre-ciclónicas tales como ondas del este tienen núcleos fríos, lo que no puede llevar a crecimiento inestable de ciclones. De hecho las ondas del este son en general baroclínicamente estables, aunque para la ciclogénesis debe ocurrir un cambio del núcleo frío de la onda del este a un sistema de núcleo cálido. Según el modelo de Yanai, tal cosa ocurre durante la segunda etapa o de calentamiento en que el calor asciende por convección de cumulus. El papel de la convección de cumulus en esta etapa es transformar el sistema de núcleo frío en un núcleo cálido. La fuente última de energía del ciclón es el calor latente liberado por una convección de cumulus. A pesar de ello, se considera sólo que la convección es un proceso de transferencia calórica en vórtice y que es "una fuente de calor independiente del resultante movimiento vertical a gran escala". Al terminar de formarse el núcleo cálido en la segunda etapa, se produce un rápido desarrollo del ciclón resultante de la inestabilidad baroclínica del sistema del núcleo cálido. Así, el ciclo energético va de calor latente a energía potencial a través de convección y de energía potencial a cinética a través de inestabilidad baroclínica.

El modelo no explica en detalle cómo evoluciona el *vórtice* baroclínico desde la onda (Para que un vórtice sea

instability criterion is negative absolute vorticity as measured along *isentropic* surfaces rather than in level or isobaric surfaces. More precisely, if absolute angular momentum in the vortex decreases outward along an isentropic surface, the vortex is unstable. In a warm core system the isentropic surfaces slope upward outward from the center, and the circulation decreases with increasing height. Thus, there is a tendency for circulation to decrease outward along the isentropes, and for the warm core system to be unstable. Furthermore, such instability may exist even if the air is statically stable and possesses pure inertial stability.

In the convective process the essential energy transformation is liberation of latent heat and its conversion into turbulent kinetic energy and into total potential energy. In the case of pure inertial instability there is a transfer of kinetic energy from one scale to another. But, in the case of baroclinic instability energy is converted from potential to kinetic.

By shifting the mechanism of hurricane development from convective to baroclinic instability, Kasahara (1961b) and Yanai (1961b) have apparently been able to account for the development of hurricane scale disturbances in a stably stratified atmosphere (It should be pointed out, however, that Yanai's analysis of the instability of the baroclinic vortex has been criticized by Oyama (1963a) who has challenged his conclusions regarding the scale of the unstable baroclinic disturbance).

Even if the baroclinic instability hypothesis is correct, there still remains the question as to what is the role of convection in tropical cyclogenesis. The subject has been treated most clearly, I think, in the two papers by Yanai to which I have already referred. Yanai divides the cyclogenesis process into three stages. The first stage is the easterly wave. But, synoptic studies have shown that pre-cyclonic disturbances such as easterly waves have cold cores, which cannot lead to unstable growth of cyclones. In fact easterly waves are generally baroclinically stable. There must occur, therefore, for cyclogenesis, a transformation of the cold core easterly wave into a warm core system. This, according to Yanai's model, occurs during the second, or warming, stage in which heat is transported upward by cumulus convection. The role of cumulus convection at this stage is to transform the cold core system into a warm core. The ultimate energy source of the cyclone is latent heat released in cumulus convection. However, convection is looked upon only as an eddy heat transfer process, and as an "independent heat source from the large scale vertical motion". Following completion of the warm core in the second stage there occurs a rapid development of the cyclone resulting from the baroclinic instability of the warm core system. The energy cycle is thus from latent heat to potential energy through convection, and from potential to kinetic energy through baroclinic instability.

The model does not explain in detail how the baroclinic *vortex* evolves from the wave (For a vortex to be unstable

inestable primero debe existir como tal). También debe notarse que como en el caso de la pura inestabilidad inercial, el foco de inestabilidad está en la tropósfera superior en el caso baroclínico. Tal opinión no se acepta universalmente y por ejemplo, Ooyama (1963b) ha podido generar una circulación huracanada sin tener inestabilidad baroclínica y colocar el asiento del desarrollo en las capas inferiores de la atmósfera.

Yanai ha mencionado claramente que el papel de una convección de cumulus penetrantes es la principal fuente de la energía y del mecanismo de transporte vertical de calor en el ciclón. Ya se sabía eso por estudios observacionales de huracanes, por ejemplo, tal como lo expresaron Malkus (1958), en su hipótesis de la "torre cálida" y Riehl y Malkus (1961). Al mismo tiempo ha señalado que la convección de cumulus no es la fuente *directa* de energía cinética del movimiento vertical a gran escala, siendo necesario separar la circulación convectiva y la principal en un vórtice a escala de huracán. Ello había sido ya reconocido por Syono (1962) con relación a experimentos numéricos en el desarrollo de huracanes.

#### EXPERIMENTOS NUMÉRICOS SOBRE EL DESARROLLO DE HURACANES

Antes de continuar con estos experimentos quisiera apartarme brevemente para mencionar un desarrollo teórico que ha jugado importante papel recientemente en estos estudios de huracanes. Es la teoría de la circulación transversal en un vórtice simétrico circular casi-estático que Eliassen (1952) publicó hace diez años. En ese trabajo, Eliassen demostraba que la lenta circulación transversa (radial-vertical), resultante de fricción y calentamiento, puede calcularse suponiendo que el movimiento tangencial en el vórtice tiene estado permanente de equilibrio representado por la ecuación de viento gradiente, lo cual lleva a desprestigiar todas las fuerzas *radiales* y aceleraciones excepto el gradiente de presión y las fuerzas de Coriolis y centrífuga, reteniéndose la aceleración tangencial y fuerzas que incluyen la fricción.

La teoría conduce a una ecuación diagnóstica que puede usarse, según lo demostró Estoque (1962), para calcular la circulación vertical-radial en un huracán simétrico circular desde el campo de viento tangencial. Además, la teoría permite calcular la lenta aceleración del movimiento tangencial y el crecimiento del huracán resultantes de la circulación radial inducida friccional y térmicamente.

La circulación transversa calculada resulta la necesaria para satisfacer simultáneamente la condición de equilibrio del vórtice circular y la ecuación para la aceleración tangencial que contiene la fricción. Este movimiento radial es necesario para mantener la energía cinética del vórtice casi-estático contra la disipación friccional, lo que se realiza por el trabajo de la fuerza del gradiente de presión, es decir, por circulación trans-isobárica. Si ese trabajo excede a la disipación friccional, algo de la energía cinética del movimiento radial se transforma en movimiento tangencial a través de la fuerza de Coriolis, acelerándose la circulación tangencial.

there must first be a vortex). It should be noted also that, just as in the case of pure inertial instability, the seat of the instability is in the upper troposphere in the baroclinic case. This view is not universally accepted. Ooyama (1963b), for example, has been able to generate a hurricane circulation without resorting to baroclinic instability, and places the seat of development in the lower layers of the atmosphere.

Yanai has clearly stated the role of penetrative cumulus convection as the principal energy source and vertical heat transport mechanism in the cyclone. This fact has long been recognized in observational studies of hurricanes as expressed, for example, in the "hot tower" hypothesis of Malkus (1958) and Riehl and Malkus (1961). At the same time he has pointed out that cumulus convection is not the *direct* source of the kinetic energy of the large scale vertical motion, and that it is necessary to separate the convection from the main vertical circulation of the hurricane-scale vortex. This point appears to have been recognized some time ago by Syono (1962) in connection with numerical experiments in hurricane development.

#### NUMERICAL EXPERIMENTS ON HURRICANE DEVELOPMENT

Before proceeding to these experiments I would like to digress briefly to mention a theoretical development that has played an important role recently in these hurricane studies. This is the theory of the transverse circulation in a quasi-static circular symmetric vortex which Eliassen (1952) published about ten years ago. In this paper Eliassen showed how the slow transverse (radial-vertical) circulation resulting from friction and heating may be computed on the assumption that the tangential motion in the vortex is in a permanent state of balance represented by the gradient wind equation. This is done by neglecting all *radial* forces and accelerations except the pressure gradient, Coriolis, and centrifugal, while retaining the tangential accelerations and forces including friction.

The theory leads to a diagnostic equation which can be used, as Estoque (1962) has shown, to calculate the vertical-radial circulation in a circular symmetric hurricane from the tangential wind field. Furthermore the theory permits one to calculate the slow acceleration of the tangential motion, and the growth of the hurricane, resulting from the frictionally and thermally induced radial flow.

The transverse flow computed is that which is necessary to satisfy simultaneously the condition of balance of the circular vortex and the equation for the tangential acceleration, which contains friction. This radial motion is necessary to maintain the kinetic energy of the quasi-static vortex against frictional dissipation, and it does this through the work of the pressure gradient force, i.e., by trans-isobaric flow. If this work exceeds the frictional dissipation, some of the kinetic energy of the radial motion is transformed into tangential motion through the Coriolis force, and the tangential circulation accelerates.

Varios asistentes a esta conferencia han usado la teoría de Eliassen para pronosticar en experimentos numéricos sobre desarrollo de huracanes. Por casi cuatro años algunos pacientes meteorólogos han tratado de resolver el problema de huracanes por integración numérica de ecuaciones hidrodinámicas no-lineales. Al cabo de ese lapso de interesantes pero evidentes experimentos inútiles un gran obstáculo conceptual se ha eliminado (o al menos evitado) y la solución del problema ha dado un paso adelante. Parece cierto que cuando ya la verdadera relación entre la convección y el movimiento vertical a gran escala en esos experimentos se ha entendido, se progresará en los cálculos de huracanes. Debemos tal reciente adelanto especialmente al Dr. Ooyama.

El primer experimento numérico que conozco sobre desarrollo de huracanes fue de Berkofsky (1960) quien usó un sistema filtrado de ecuaciones y supuso que la atmósfera era estáticamente estable para cualesquiera perturbaciones, eliminando así toda posibilidad de convección libre. Además de otras dificultades había una falla seria en el modelo de Berkofsky por el hecho de no tomar en cuenta la liberación de calor latente por convección libre sino solamente por circulación vertical a gran escala. También el movimiento ascendente en una atmósfera estáticamente estable produce enfriamiento en el aire más que calentamiento necesario para transformar la onda inicial del este en un sistema de núcleo cálido.

En subsecuentes experimentos de Kasahara (1961a), Syono (1962) y Charney y Ogura (1960) se intentó calcular el desarrollo del huracán con las primitivas ecuaciones hidrodinámicas para una masa de aire condicionalmente inestable. El resultado de tales experimentos fue que el vórtice del huracán creció más allá de todo control en corto tiempo y no los elementos convectivos. En otras palabras, según los resultados de la teoría lineal, las perturbaciones a mínima escala crecieron más rápidamente y las nubes cumulus adquirieron influencia dominante más que el huracán. Kasahara (1961b) pudo adelantar sus cálculos invocando una viscosidad vortical excesivamente grande que realmente "eliminaba" la convección. Sin embargo, este artificio no es satisfactorio, pues evita simplemente considerar la naturaleza esencial de convección de cumulus en la dinámica de huracanes.

El último año, Ooyama (1963a) logró formular el problema a modo de permitir que la convección operase como fuente de energía para el huracán y evitando que actuase destructivamente sobre el vórtice. Pudo hacerlo separando dinámicamente la convección del movimiento vertical a gran escala en el huracán. La convección y *no* el movimiento vertical a gran escala es responsable de la liberación de calor latente. Separando el movimiento vertical a gran escala de la fuente de energía (condensación), las nubes convectivas inestables no pueden desarrollarse como parte del movimiento a gran escala calculado. El punto esencial del principio de separación de Ooyama es que: la circulación media no puede ser la propia energía por condensación, pues si lo fuera los cálculos del movimiento medio determinarían que dominasen las células de cumulus de convección a pequeña

Eliassen's theory has been used prognostically in numerical experiments on hurricane development by several of the speakers at this conference. For about four years now several persistent meteorologists have been trying to solve the hurricane problem by numerical integration of the non-linear hydrodynamic equations. After that lapse of interesting but admittedly unsuccessful experiments a major conceptual obstacle has been removed (or at least circumvented), and the attack on the problem has taken a leap forward. It seems certain that, now that the proper relationship between convection and large scale vertical motion in these experiments is understood, progress in hurricane computations will accelerate. We are indebted especially to Dr. Ooyama for this recent advance.

The first numerical experiment on hurricane development to my knowledge was that of Berkofsky (1960) who used a filtered system of equations, and assumed that the atmosphere was statically stable for all perturbations, thus eliminating any possibility of free convection. Aside from other difficulties, a serious flaw in Berkofsky's model is the fact that it does not provide for release of latent heat by free convection, but only by the large scale vertical circulation. Furthermore, ascending motion in a statically stable atmosphere must produce cooling aloft rather than the heating necessary to transform the initial easterly wave into a warm core system.

In subsequent experiments by Kasahara (1961a), Syono (1962), and Charney and Ogura (1960) attempts were made to compute the hurricane growth from the primitive hydrodynamic equations for a conditionally unstable air mass. The result of these experiments was that convective elements rather than a hurricane vortex grew beyond control in a short time. In other words, in agreement with the results of linear theory the smallest scale disturbances grew most rapidly, and cumulus clouds became the dominant mode rather than a hurricane. Kasahara (1961b) was able to carry the computations forward by invoking an excessively large eddy viscosity which effectively "smeared out" the convection. However this artificial device is not satisfying, for it simply avoids facing the essential nature of cumulus convection in hurricane dynamics.

Last year Ooyama (1963a) succeeded in formulating the problem in a way that allows convection to operate as an energy source for the hurricane yet prevents it from interacting destructively with the vortex. This is done by separating the convection dynamically from the large scale vertical motion of the hurricane. The convection and *not* the large scale vertical motion is responsible for the latent heat release. By uncoupling the large scale vertical motion from the energy source (condensation), unstable convective clouds are prevented from developing as part of the computed large scale motion. This is the essential point of Ooyama's uncoupling principle: that the mean circulation must not itself be energy producing through condensation, for if this is permitted the computations of the mean motion will give rise to dominating small scale cumulus con-



escala. El resultado de aplicar este principio sencillo y sutil fue un paso realmente significativo en cálculos de huracanes, siendo posible por primera vez generar una circulación de tipo huracanado sin recurrir a viscosidad excesivamente grande.

Algunos investigadores han usado condiciones iniciales diferentes para tales cálculos. Ooyama comienza con un vórtice circular débil y Kasahara con una atmósfera en reposo, aunque con células convectivas en disposición anular que pronto producen un vórtice débil. Sin embargo, cualquiera de dichos cálculos es necesario para la hipótesis del carácter de la convección, de la distribución estadística y de su relación con la circulación a gran escala. Por ejemplo, en el caso de Ooyama el calor convectivo transferido resulta proporcional a la convergencia del flujo de humedad en la capa de circulación de entrada superficial y para Kasahara la distribución arbitraria de las células de convección requiere cálculo.

Claramente se trata de una área en que tiene que trabajarse mucho todavía antes que tales cálculos se consideren como "pronósticos". La interacción entre los procesos a escala de nubes o de huracanes y las distribuciones estadísticas de actividad convectiva en huracanes incipientes debe ser determinada. Algún día será necesario ir más allá de la presente situación al especificar arbitrariamente la fuente de energía o relacionarla paramétricamente a la circulación media. Posiblemente la naturaleza física de la convección debe incluirse como parte del cálculo. Provisionalmente debemos prescribir a lo menos la distribución estadísticamente correcta de los elementos convectivos. El reconocimiento por aviones de ondas del este y otras perturbaciones incipientes y de los huracanes es esencial para explicar en cálculos dinámicos las condiciones iniciales correctas para el desarrollo de huracanes y para visualizar bien las estadísticas de cumulus en las perturbaciones tropicales.

vection cells. The result of applying this simple yet subtle principle was a really significant leap forward in hurricane computations, and it became possible for the first time to generate a hurricane-like circulation without resorting to excessively large viscosity.

Different workers have used different initial conditions for these calculations. Ooyama begins with a weak circular vortex. Kasahara starts with an atmosphere at rest, but with an annular ring of convective cells that soon produces a weak vortex. However, in any of these computations it is necessary to hypothesize the character of the convection, its statistical distribution, and its relation to the large scale flow. So, for example, in Ooyama's case the convective heat transfer is made proportional to the convergence of moisture flux in the surface inflow layer, while in Kasahara's computations an arbitrary distribution of the convective cells is postulated.

Clearly this is an area where much more work will have to be done before any of these computations can be looked upon as "predictions". The interaction between cloud-scale and hurricane-scale processes, and the statistical distributions of convective activity in incipient hurricanes must be determined. It will be necessary someday to go beyond the present stage of specifying the energy source arbitrarily or relating it parametrically to the mean flow. Eventually the physical nature of convection should be included as part of the computations. As an interim measure we must at least prescribe the correct statistical distribution of convective elements. Airplane reconnaissance in easterly waves and other incipient disturbances as well as in hurricanes is essential if the correct initial conditions for hurricane development and a good picture of the cumulus statistics in tropical disturbances is to be provided for the dynamical computations.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALAKA, M. A. 1961. The Occurrence of Anomalous Winds and their Significance. *Mo. Weather Rev.*, 89:482-494.
- BERKOFKY, L. 1960. A numerical Model for the Prediction of Hurricane Formation. *Geophys. Res. Papers* No. 67, GRD, A. F. Cambr. Res. Center, 91 pp.
- CHARNEY, J. G. & Y. OGURA. 1960. Hurricanes. Paper presented at American Met. Soc., Boston. Jan. 1960.
- ELIASSEN, A. 1962. Slow Thermally or Frictionally Controlled Meridional Circulation in a Circular Vortex. *Astrophysica Norvegica*, 5:19-60.
- ELIASSEN, A. & E. KLEINSCHMIDT, Jr. 1957. *Dynamic Meteorology Handbuch der Physik*, Bd. XLVIII, 1-154.
- ESTOQUE, M. A. 1962. Vertical and Radial Motions in a Tropical Cyclone. *Tellus*, 14:394-402.
- HAQUE, S. M. A. 1952. The Initiation of Cyclonic Circulation in a Vertically Unstable Stagnant Air Mass. *Quart. Jour. Royal Meteor. Soc.*, 78:394-406.
- KASAHARA, A. 1961a. A Numerical Experiment on the Development of Tropical Cyclone. *Jour. Meteor.*, 19:259-282.
- 1961b. A Study of Stability of Thermally Driven and Frictionally-controlled Symmetrical Motions with Application to the Mechanism for Development of Tropical Cyclone. Tech. Rep. No. 16, Contract Cwb-9941, Univ. of Chicago, 64 pp.

#### BIBLIOGRAPHY

- KLEINSCHMIDT, E. 1951. Grundlagen einer Theorie der tropischen Zyklonen. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, A4:53-72.
- KUO, H. L. 1961. Convection in Conditionally Unstable Atmosphere. *Tellus*, 13:441-459
- LAMB, H. 1932. *Hydrodynamics* (Sixth Ed.) Cambridge Univ. Press, 738 pp.
- LILLY, D. K. 1960. On the Theory of Disturbances in a Conditionally Unstable Atmosphere. *Mo. Weather Rev.*, 88:1-17.
- MALKUS, J. 1958. On the Thermal Structure of the Hurricane Core. *Proc. Tech. Conf. on Hurricanes*, Miami, Nov. 1958.
- MARGULES, M. 1960. Zur Sturmtheorie. *Meteor. Zeitschr.*, 23:481-497.
- OYAMA, K. 1963a. A Dynamical Model for the Study of Tropical Cyclone Development (Paper presented at American Meteor. Soc., New York, Jan. 1963).
- 1963b. Numerical Experiments on Hurricane Development (Paper presented at Symposium Numer. Weather Prediction, Oslo, March 1963).
- RIEHL, H. 1954. *Tropical Meteorology*. New York (McGraw-Hill), 392 pp.
- RIEHL, H. & J. MALKUS. 1961. Some Aspects of Hurricane Development, 1958. *Tellus*, 13: 181-213.
- ROSENTHAL, S. 1962. Quarterly Progress Report No. 35, N.H.R.P., Miami, May.
- SAWYER, J. S. 1947. Notes on the Theory of Tropical Cyclones *Quart. Jour. Royal Meteor. Soc.*, 73:101-126.
- SYONO, S. 1953. On the Formation of Tropical Cyclones. *Tellus*, 5:179-195.
- 1962. A Numerical Experiment of the Formation of Tropical Cyclone. *Proc. Intern. Symposium Numer. Weather Prediction, Tokyo*, Nov. 7-13, 1960, 405-418.
- YANAI, M. 1961a. A Detailed Analysis of Typhoon Formation. *Jour. Meteor. Soc. Japan*, 39:187-214.
- 1961b. Dynamical Aspects of Typhoon Formation *Jour. Meteor. Soc. Japan*, 39: 282-309.