

III CONFERENCIA TÉCNICA SOBRE HURACANES Y METEOROLOGÍA TROPICAL
TECHNICAL CONFERENCE ON HURRICANES AND TROPICAL METEOROLOGY
(México, D. F., Jun. 6-12, 1963)

1A. SESIÓN

1ST. SESSION

CONFIGURACIONES A GRAN ESCALA DEL FLUJO EN LOS TRÓPICOS
LARGE SCALE FLOW PATTERNS IN THE TROPICS

UNA REVISIÓN PRELIMINAR DE PERTURBACIONES A GRAN ESCALA SOBRE LA REGION TROPICAL DEL PACIFICO

MICHIO YANAI *

A PRELIMINARY SURVEY OF LARGE-SCALE DISTURBANCES OVER THE TROPICAL PACIFIC REGION

MICHIO YANAI *

RESUMEN

Se hace un estudio preliminar de algunas características dinámicas de perturbaciones a gran escala que aparecieron en el área de las Islas Marshall durante Junio y Julio de 1958. El período medio de las ondas en los alisios troposféricos bajos es de unos cuatro días y el de los vórtices migratorios de nivel alto casi llega a seis días. La distribución vertical de la vorticidad y del movimiento vertical asociados a las perturbaciones se estiman directamente por las observaciones del viento superior. Se discuten la existencia del movimiento vertical a gran escala en la perturbación y su influencia sobre la temperatura del aire superior y aguaceros.

También se hace un intento para distinguir las perturbaciones en desarrollo y no-desarrolladas en sus etapas iniciales. Se indica que el calentamiento del aire metro-troposféricos que se une a la vorticidad absoluta débil arriba, es una condición casi necesaria y suficiente para transformar una perturbación de ondas en un tifón.

INTRODUCCION

Por largo tiempo los meteorólogos han sabido que la formación de un ciclón tropical requiere una especial combinación pre-existente de configuraciones de flujo como una onda en los alisios troposféricos bajos y un vórtice anti-ciclónico alto. Sin embargo, todavía no se han analizado por completo la secuela de procesos que llevan a un ciclón tropical desde la combinación de configuración de flujo pre-existente a la tormenta desarrollada. Son omitidas, con frecuencia, características particulares de la perturbación pre-existente o a lo menos no se han considerado adecuadamente en estudios teóricos y numéricos de formación de ciclones tropicales.

En el estudio del caso de la etapa formativa del tifón Doris 1958, el autor ha demostrado que aún la onda inicial del alisio tuvo una bien organizada distribución de vorti-

* Universidad del Estado de Colorado; con licencia del Instituto de Investigaciones Meteorológicas, Tokio, Japón.

ABSTRACT

A preliminary study is made of some dynamical characteristics of large-scale disturbances appeared in the Marshall Islands area during June and July of 1958. The average period of the waves in the lower tropospheric easterlies is about four days and that of the high-level migratory vortices is about six days. The vertical distributions of vorticity and vertical motion associated with the disturbances are estimated directly from the upper wind observations. Existence of large-scale vertical motion with the disturbance, and its controlling effect on the upper air temperature and the shower activity are discussed.

An attempt is also made to distinguish the developing and non-developing disturbances at their early stage. An indication of warming of the middle tropospheric air together with weak absolute vorticity aloft is shown to be an almost necessary and sufficient condition for the development of a wave disturbance into a typhoon.

INTRODUCTION

Meteorologists have long known that tropical cyclone formation needs a pre-existing special combination of flow patterns such as a wave in the low tropospheric easterlies and an anticyclonic vortex above. However, successive processes which lead a tropical cyclone from the pre-existing combination of flow pattern to the developed storm have not been fully analyzed as yet. The particular characteristics of the pre-existing disturbance have often been ignored or, at least, not adequately considered in theoretical or numerical studies of tropical cyclone formation.

In a case study of the formative stage of typhoon Doris 1958, the present author has shown that even the initial easterly wave had a well-organized distribution of vorticity,

* Colorado State University; on leave from Meteorological Research Institute, Tokyo, Japan.

cidad, divergencia y movimiento vertical. Demostró un cambio de estructura térmica de la perturbación de un núcleo frío a un núcleo cálido, cambio que eventualmente fue seguido por un rápido desarrollo de la perturbación hasta ser un tifón (Yanai, 1961a).

También propuso un modelo de formación de tifón (Yanai, 1961b) en que la formación se considera como una transformación de perturbación con vorticidad original bien organizada y movimiento vertical a gran escala a un sistema convectivo libre. Como causa del movimiento vertical original en una perturbación débil pre-existente puede señalarse como es usual en latitudes medias, el factor dinámico más que la condición térmica. Una distribución no-uniforme de vorticidad en la deformación de la corriente del este puede inducir un movimiento vertical forzado a escala sinóptica. Este movimiento vertical lleva a la liberación de calor latente de condensación a través de la convección a escala de nube incluida dentro del área ascendente a gran escala. El calentamiento resultante de la región central de la perturbación crea un gradiente lateral de temperatura que junto con un factor de estabilidad inercial débil en la tropósfera superior puede alcanzar una condición crítica para iniciar la inestabilidad baroclínica (inestabilidad inercial a lo largo de isentropas), originalmente asentado por Kleinschmidt (1951).

Para apoyar los argumentos antes mencionados, se presentará un estudio cualitativo de varias perturbaciones en desarrollo y no-desarrolladas que aparecieron en el área de las Islas Marshall, del Pacífico. El principal propósito es mostrar que los tifones, sin excepción, se forman de una combinación bien definida de ondas de alisios y vórtices anticiclónicos de nivel alto y que todas las perturbaciones, incluyendo los casos sin desarrollar, inicialmente estuvieron asociados a sistemáticas configuraciones de vorticidad y movimiento vertical a gran escala. En términos generales, las temperaturas del aire superior en la perturbación y la precipitación de aguaceros también están relacionados con el movimiento vertical a escala sinóptica.

Se ha intentado distinguir los casos en desarrollo de los otros. La combinación de onda de alisio y vórtice anticiclónico de nivel alto es una condición necesaria para la formación del tifón, pero no suficiente. Tratando de encontrar otro factor en la formación se ha hecho un análisis de la estructura térmica en la tropósfera media, encontrándose que el calentamiento prematuro de la tropósfera media en unión de la vorticidad absoluta débil en la tropósfera superior constituye un criterio casi necesario y suficiente para la formación del tifón.

ONDAS EN LOS ALISIOS Y VORTICES DE ALTO NIVEL

En 1958 tuvo lugar una frecuente formación de tifones en el occidente del Pacífico Norte. Aun al principio de la estación, en Junio y Julio, observamos la formación de diez tifones y entre ellos, seis casos estaban asociados con ondas

divergence, and vertical motion. A change of thermal structure of the disturbance from a cold-core to a warm-core one was demonstrated. This change was eventually followed by a rapid development of the disturbance into a typhoon (Yanai, 1961a).

The author has proposed a model of typhoon formation (Yanai, 1961b) in which the formation is regarded as a transformation of a large-scale disturbance with original well-organized vorticity and vertical motion into a free convective system. The cause of the original vertical motion in a weak pre-existing disturbance may be, as usual in the middle latitudes, the dynamical forcing rather than the thermal buoyancy. A non-uniform distribution of vorticity in the shearing easterly current may induce a forced vertical motion of synoptic-scale. The vertical motion leads to liberation of latent heat of condensation through cloud-scale convection embedded within the broad-scale ascent area. The resulting warming of the central region of the disturbance creates a lateral gradient of temperature which, together with a weak inertial stability factor in the upper troposphere, may reach a critical condition for onset of baroclinic instability (inertial instability along isentropes) which was originally argued by Kleinschmidt (1951).

In order to support the statements made above, a qualitative study of several developing and non-developing disturbances which appeared in the Marshall Islands area of the Pacific, will be presented. The main purpose is to show that typhoons are, without exception, formed from a well-defined combination of easterly wave and high-level anticyclonic vortex, and that all the disturbances including non-developing cases were originally associated with systematic configurations of vorticity and large-scale vertical motion. Generally speaking, the upper air temperatures in the disturbance and the shower precipitation are also related to the synoptic-scale vertical motion.

An attempt has been made to distinguish the developing cases from the others. The combination of easterly wave and high-level anticyclonic vortex is a necessary condition for typhoon formation but it is not a sufficient one. In an attempt to find a further constraint on the formation, an analysis of the thermal structure in the middle troposphere has been made. It has been found that observed early warming in the middle troposphere together with weak absolute vorticity in the upper troposphere gives an almost necessary and sufficient criterion for typhoon formation.

WAVES IN THE EASTERLIES AND HIGH-LEVEL VORTICES

In 1958, unusually frequent typhoon formation in the western North Pacific was observed. Even at the beginning of the typhoon season in June and July, we observed formation of ten typhoons. Among these six cases were associat-

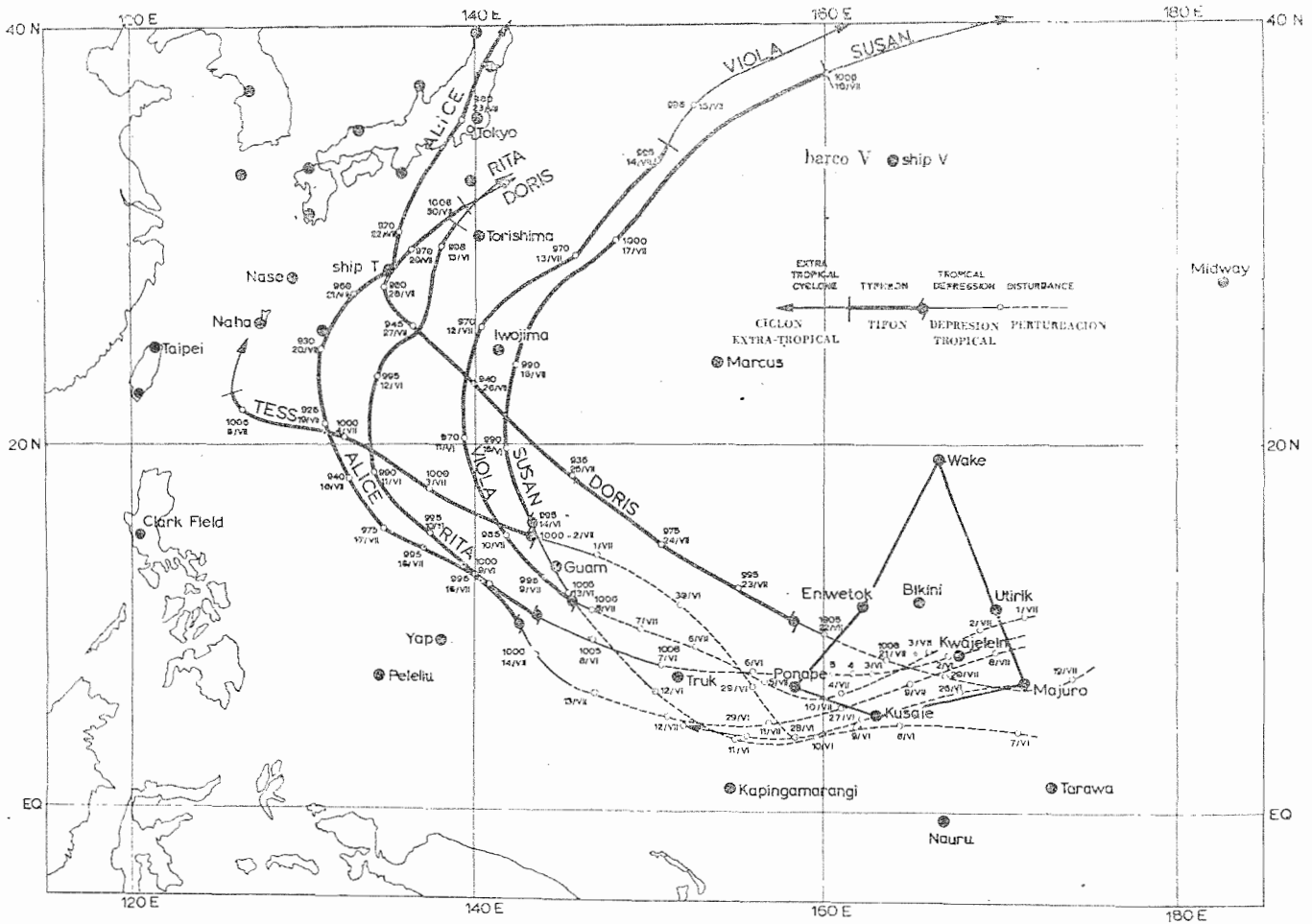


Fig. 1. Rutas de tifones formados durante Junio y Julio de 1958 y sus indicaciones tempranas. Se usó la región triangular de seis estaciones en las Islas Marshall para el cálculo de vorticidad y movimiento vertical.

Fig. 1. Tracks of typhoons formed during June and July of 1958 and their early indications. The triangular region made of six stations in the Marshall Islands is used for calculation of vorticity and vertical motion.

de alisios que venían desde las Islas Marshall. En la Fig. 1 se muestran las rutas de estos seis tifones y sus formas iniciales como perturbaciones de ondas junto con las estaciones de aire superior. En ese año, por razón de las pruebas atómicas, funcionó una red muy densa de observatorios en las Marshall y los datos se han tomado de las tablas publicadas por la U.S. Navy Joint Task Force Seven (1958).

Primeramente consideraremos las claras y simples ilustraciones de pasos de perturbaciones sobre las estaciones de las Islas Marshall. Las Figs. 2a y 2b son partes de secciones de tiempo horizontal del viento a 200 y 700 mb, respectivamente, basadas en observaciones en Wake, Eniwetok, Ponape y Kapingamarangi. Podemos notar el predominio de grandes vórtices migratorios en la tropósfera superior y de ondas en los alisios bajos. Las ondas 6a y 6b (marcadas por \odot) se convirtieron más tarde en los tifones Rita y Susan, respectivamente. Durante sesenta y un días de análisis, el número de vórtices a 200 mb fue de 10 y el de ondas a 700 mb fue 17. Por consecuencia, el intervalo medio de su aparición fue de 6.1 y de 3.6 días, respecti-

ed with easterly waves travelled across the Marshall Islands. In Fig. 1, the tracks of these six typhoons and of their early forms as wave disturbances are shown together with the upper air stations. In this year, an especially dense observation network was present in the Marshalls because of atomic tests. Data are taken from the tabulation published by the U. S. Joint Task Force Seven, (1958).

First, we shall look at simple but clear illustrations of passages of disturbances over the Marshall Islands stations. Figs. 2a and 2b are parts of horizontal-time cross sections of wind at 200 and 700 mb respectively. These are based on observations at Wake, Eniwetok, Ponape and Kapingamarangi. We note the predominance of large, migratory vortices in the upper troposphere and of waves in the lower easterlies. Waves 6a and 6b (marked by \odot) developed later into typhoon Rita and Susan respectively. During sixty-one days analyzed, the number of vortices at 200 mb was 10 and that of waves at 700 mb was 17. Therefore, the mean interval of their appearance was 6.1 and 3.6 days respectively. These are close to the result of Rosenthal's

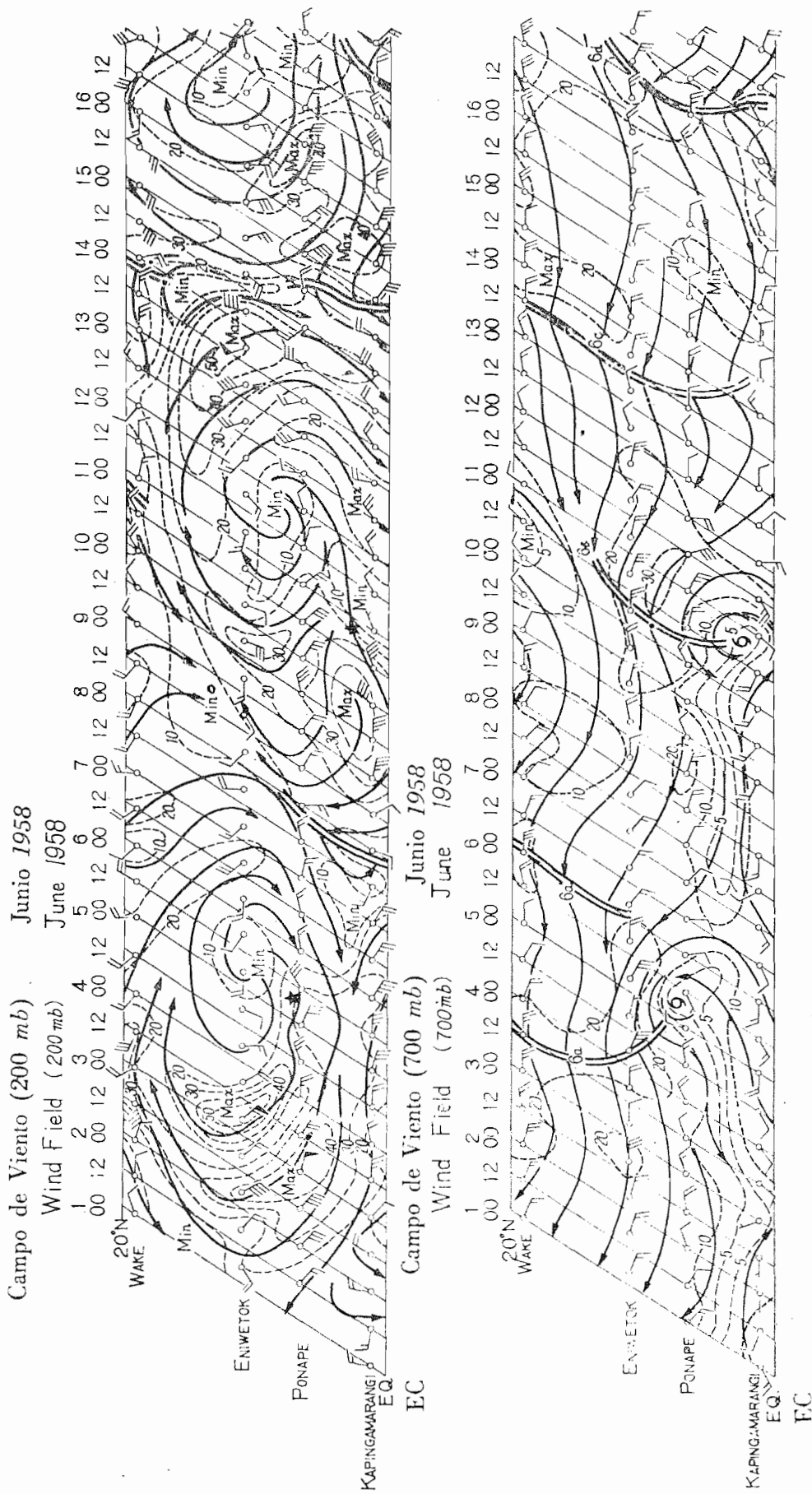


Fig. 2. Horizontal-time cross sections of wind observation at the Marshall Islands stations. Stream lines and isotachs (every 5 knots) are shown. (a) top: 200 mb, (b) bottom: 700 mb. Both for June 1 - June 16, 1958.

Fig. 2. Secciones de tiempo horizontal en observaciones de viento en las estaciones de las Islas Marshall. Las líneas de corrientes e isotacas (cada 5 nudos) se indican en (a) arriba: 200 mb y (b) abajo: 700 mb. Ambas para Junio 1 - Junio 16, 1958.

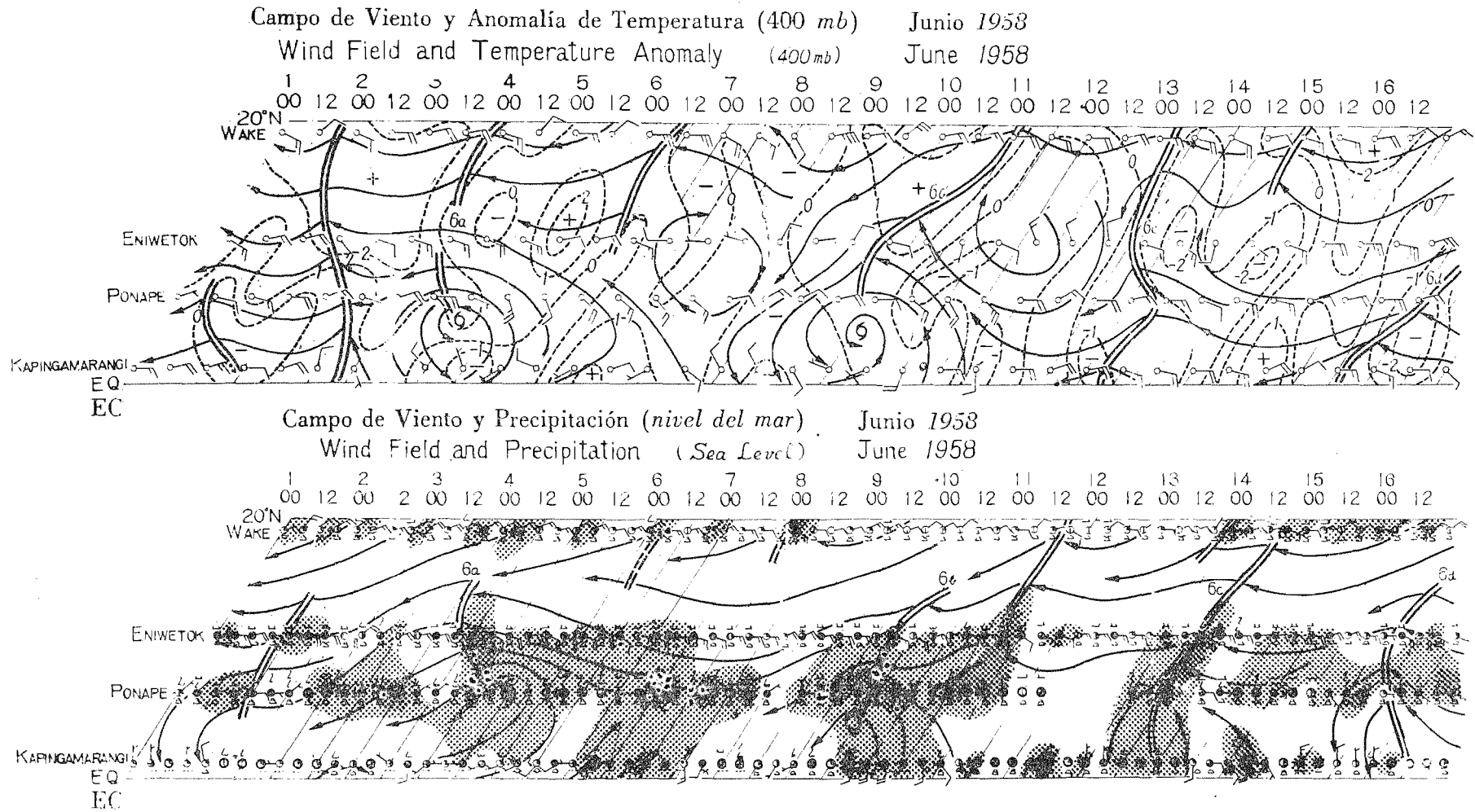


Fig. 3. Secciones de tiempo horizontal en las estaciones de las Islas Marshall de (a) arriba: anomalías de temperatura (grados C) de medias mensuales en 400 mb y de (b) abajo: nubosidad y precipitación (sombreadas). Ambas para Junio 1-Junio 16, 1958.

Fig. 3. Horizontal-time cross sections at the Marshall stations of (a) top: temperature anomaly (degree C) from the monthly mean at 400 mb, and of (b) bottom: cloudiness and precipitation (shaded). Both for June 1 - June 16, 1958.

vamente, cercano al resultado de Rosenthal (1950) en su análisis espectral del viento en la misma con datos de 1956.

Las Figs. 3a y 3b muestran análisis similares para la anomalía de temperatura con la media mensual de 400 mb y para la nubosidad y precipitación que se observaron en la superficie del suelo. En términos generales, el enfriamiento del aire superior se observó después del paso de una onda, excepto en la vecindad del centro ciclónico en desarrollo. La precipitación organizada puede verse solamente al pasar perturbaciones de ondas significantes. Todo ello está esencialmente de acuerdo con los primeros hallazgos de Riehl para ondas de alisios del Caribe (ver Riehl, 1954). También se sugiere que hay un sistemático movimiento ascendente al término del eje de la onda superficial.

ANÁLISIS DE LA VORTICIDAD Y DEL MOVIMIENTO VERTICAL ASOCIADOS CON PERTURBACIONES

Para mostrar la organización de la vorticidad y del movimiento vertical en las perturbaciones se aplicó un diagrama simple de máquina de cálculo para una región semi-triangular entre Wake, Eniwetok, Ponape, Kusai, Majuro y Utirik (ver Fig. 1).

La vorticidad de espacio relativa media $\bar{\zeta}_k$ y la p-velocidad $\bar{\omega}_k$ vertical media de espacio en la superficie de presión standard k-ava a nivel del mar se calcularon con la integral lineal de componentes tangencial y normal del aire superior a lo largo de la región semi-triangular. Las ecuaciones usadas fueron

$$\bar{\zeta}_k = \frac{1}{S} \sum_{i: \substack{\text{cíclica} \\ \text{cyclic}}} \left(\frac{\nabla_{i,k} + \nabla_{i+1,k}}{2} \right)_t \cdot \delta\lambda_i \quad (1)$$

y and

$$\bar{\omega}_k = \sum_{k'=2}^k \left(\frac{\bar{D}_{k'-1} + \bar{D}_{k'}}{2} \right) (P_{k'-1} - P_{k'}) \quad (2)$$

donde where

$$\bar{D}_k = \frac{1}{S} \sum_{i: \substack{\text{cíclica} \\ \text{cyclic}}} \left(\frac{\nabla_{i,k} + \nabla_{i+1,k}}{2} \right)_n \cdot \delta\lambda_i \quad (3)$$

es la divergencia horizontal

is the horizontal divergence,

y

and

S : área geométrica de la región semi-triangular,

S : the geometric area of the semi-triangular region,

$\nabla_{i,k}$: vector del viento horizontal en la superficie isobárica k-ava desde el fondo en la estación i-ava,

$\nabla_{i,k}$: the horizontal wind vector at k-th isobaric surface from the bottom at i-th station,

(1960) spectral analysis of wind in the same region for data of 1956.

Figs. 3a and 3b show similar analyses for the temperature anomaly from the monthly mean at 400 mb and for cloudiness and precipitation observed at the ground surface. Generally speaking, cooling of the upper air was observed after the passage of a wave except in the vicinity of an already developing cyclone center. Organized precipitation can be seen only at the passage of significant wave disturbances. This is essentially in agreement with Riehl's early finding for Caribbean easterly waves (see Riehl, 1954). It also suggests that a systematic upward motion exist to the rear of the surface wave axis.

ANALYSIS OF VORTICITY AND VERTICAL MOTION ASSOCIATED WITH DISTURBANCES

In order to show the organization of vorticity and vertical motion with the disturbances, a simple machine computation scheme was applied for a semi-triangular region made of stations Wake, Eniwetok, Ponape, Kusaie, Majuro and Utirik (see Fig. 1).

The space-mean relative vorticity $\bar{\zeta}_k$ and the space-mean vertical p-velocity $\bar{\omega}_k$ at k-th standard pressure surface from the sea level were calculated from the line integral of tangential and normal components of the upper wind along the semi-triangular region. The equations used are

t, n : índices para la componente tangencial y la componente normal con relación al segmento del triángulo, respectivamente,

$\delta\lambda_i$: distancia entre dos estaciones vecinas y

P_k : presión en la superficie isobárica k-ava.

El cálculo cubrió los sesenta y un días de Junio y Julio con intervalos de 12 horas, excepto para algunos días con datos incompletos.

t, n : the subscripts for the tangential component and the normal component with respect to the segment of the triangle respectively,

$\delta\lambda_i$: the distance between two neighboring stations,

P_k : the pressure at k-th isobaric surface.

The computation covered the sixty-one days of June and July at 12 hour intervals, except for a few days of incomplete data.

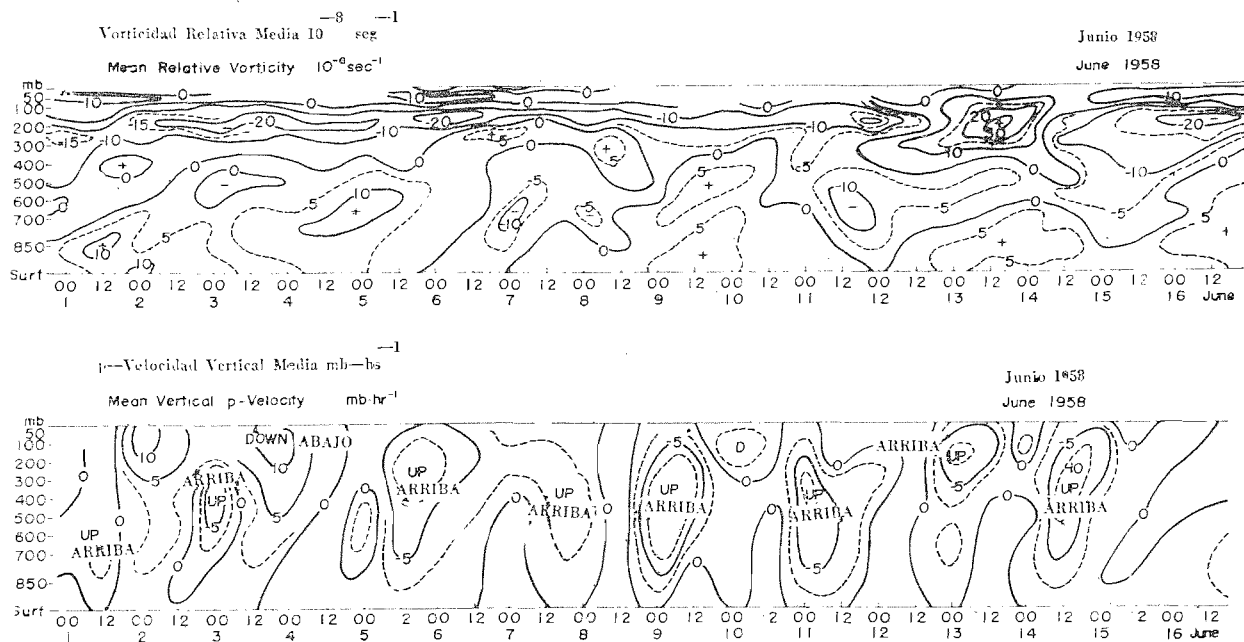


Fig. 4. Secciones verticales de tiempo de la vorticidad media de espacio (10^{-6} seg^{-1}) (arriba) y p-velocidad vertical (mb por hora) (abajo). Ambas para Junio 1-Junio 16, 1958.

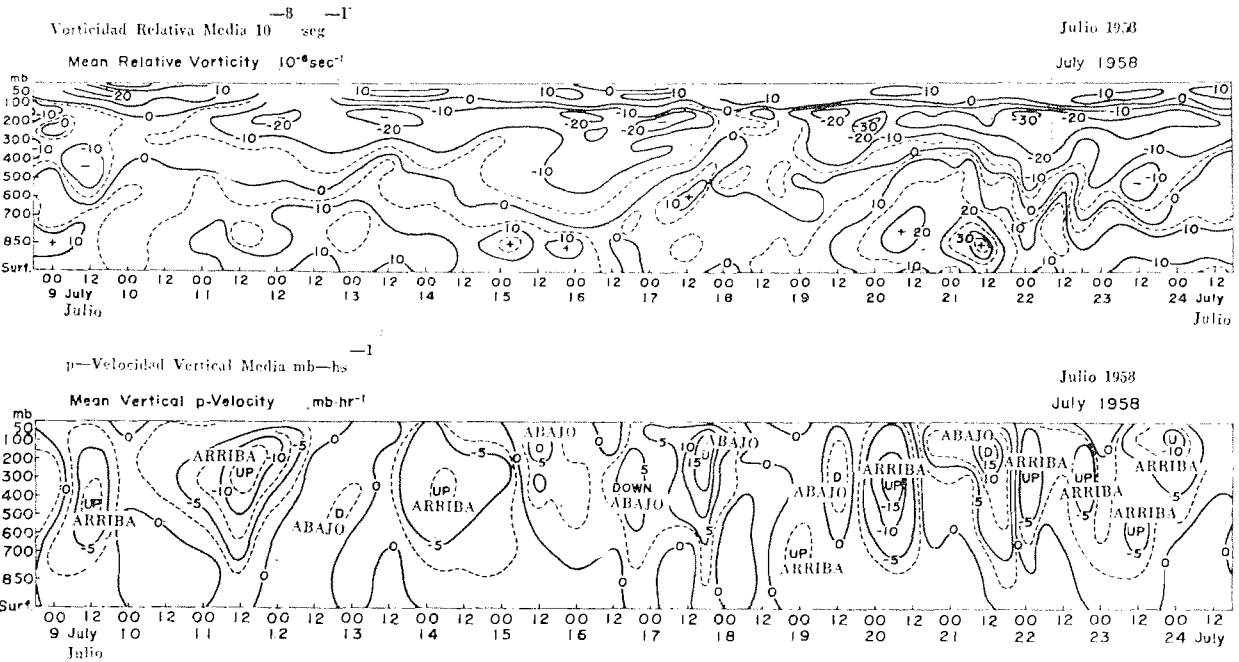
Fig. 4. Vertical-time sections of the space-mean vorticity (10^{-6} sec^{-1}) (top), and the vertical p-velocity (mb per hour) (bottom). Both for June 1 - June 16, 1958.

Las Figs. 4 y 5 muestran una porción del cálculo. En la Fig. 4 vemos la variación diaria de $\bar{\zeta}$ y $\bar{\omega}$ para el principio de Junio. Comparando la variación de $\bar{\zeta}$ y $\bar{\omega}$ con las Figs. 2a y 2b y también con otros análisis adicionales, encontramos una correspondencia de máximos de $\bar{\zeta}$ y $\bar{\omega}$ con pasos de vórtices y ondas. En la Fig. 4a los máximos de $\bar{\zeta}$ en los niveles bajos en los días 5, 10 y 14, son reflexiones de las ondas de alisios 6a, 6b y 6c que se muestran en la Fig. 2b. Por otro lado, los mínimos de $\bar{\zeta}$ en una capa somera alrededor de los 200 mb indican la llegada de los enormes vórtices anticiclónicos que se muestran en la Fig. 2a. Podemos ver también en la Fig. 4b una alternancia sistemática de movimiento vertical hacia arriba y abajo. En cada una de las perturbaciones significantes observamos un movimiento organizado hacia arriba. La Fig. 5 muestra un análisis similar en la mitad de Julio.

Figs. 4 and 5 portray a portion of the computation. In Fig. 4, we see day-to-day variation of $\bar{\zeta}$ and $\bar{\omega}$ for the early June. Checking the variation of $\bar{\zeta}$ and $\bar{\omega}$ with Figs. 2a and 2b, and also with other additional analysis, we find a correspondence of maxima of $\bar{\zeta}$ and $-\bar{\omega}$ with passages of vortices and waves. In Fig. 4a, maxima of $\bar{\zeta}$ in the low levels on the 5th, 10th and 14th are reflections of the easterly waves 6a, 6b and 6c shown in Fig. 2b. On the other hand minima of $\bar{\zeta}$ in a shallow layer around 200 mb indicate arrival of the huge anticyclonic vortices shown in Fig. 2a. We notice also, in Fig. 4b, a systematic alternation of upward and downward vertical motion. At each of the significant disturbances, we observe an organized upward motion. Fig. 5 shows the similar analysis for the middle of July.

Para apreciar más la correspondencia entre los cambios de tiempo de $\bar{\zeta}$ y $\bar{\omega}$ se graficaron los valores de $\bar{\zeta}$ a 700 mb y 200 mb y de $\bar{\omega}$ a 400 mb según fechas en las Figs. 6 y 7, para ambos meses. En general, notamos una buena correlación entre $\bar{\zeta}$ a 700 mb y $\bar{\omega}$ a 400 mb. Existe un sistemático retardo de tiempo entre $(-\bar{\omega})_{\text{max}}$ de $\bar{\zeta}_{\text{max}}$ que oscila entre 12 y 48 horas, lo cual significa que el máximo del movimien-

To examine the correspondence between time changes of $\bar{\zeta}$ and $\bar{\omega}$ further, values of $\bar{\zeta}$ at 700 mb and 200 mb, and $\bar{\omega}$ at 400 mb are plotted against the date in Figs. 6 and 7 for both months. We notice in general a close correlation between $\bar{\zeta}$ at 700 mb and $\bar{\omega}$ at 400 mb. There is a systematic time lag between $(-\bar{\omega})_{\text{max}}$ from $\bar{\zeta}_{\text{max}}$ ranging from 12 hours up to 48 hours. This means that the maxi-



to hacia arriba usualmente está colocado al término de la vorticidad máxima de la capa inferior.

En la Fig. 7 se muestra una gráfica de precipitaciones observadas cada 12 horas en la Isla Bikini, situada en el centro del triángulo, aunque por desgracia no hay observaciones para Junio. Notamos buena concordancia entre el movimiento calculado hacia arriba y el desarrollo de una precipitación organizada, lo cual es interesante ya que las escalas de movimientos verticales calculados y aguaceros de corta duración son muy diferentes, sugiriendo una influencia marcada del movimiento vertical a escala sinóptica sobre actividad de aguaceros en los trópicos.

imum upward motion is usually located in the rear of the maximum vorticity of the lower layer.

In Fig. 7, a plot of observed 12 hourly precipitation amount at Bikini Island located at the center of the triangle is shown. Unfortunately observations were not available in June. We note good agreement between the calculated upward motion and the occurrence of organized precipitation. This is an interesting fact because the scales of the calculated vertical motion and short-lived shower are quite different. This suggests a marked control of the synoptic-scale vertical motion on the shower activity in the tropics.

COMPARACION ENTRE PERTURBACIONES EN DESARROLLO Y NO-DESARROLLADAS

Entre 17 ondas de alisios significantes observadas al nivel de 700 mb durante Junio y Julio de 1958, seis casos se convirtieron en tifones. Encontraremos las diferencias que se observaron entre los casos en desarrollo y los no-desarrollados durante su paso sobre las Islas Marshall.

COMPARISON OF DEVELOPING AND NON-DEVELOPING DISTURBANCES

Among 17 significant easterly waves observed at the 700 mb level during June and July of 1958, six cases developed into typhoons. We shall find what differences were observed between the developing and non-developing cases during their passages over the Marshall Islands.

SUPERPOSICIÓN DEL ANTICICLÓN SUPERIOR SOBRE LA ONDA DEL ALISIO: La necesidad de tener un tipo de circulación anticiclónica divergente por encima de una perturbación de onda a bajo nivel para la formación de tifones se ha discutido varias veces (Riehl, 1948, 1956). Ello se ha considerado para tener una relación con el mecanismo de inestabilidad inercial propuesto por Sawyer (1947) y Alaka (1958).

SUPERPOSITION OF THE UPPER ANTICYCLONE OVER THE EASTERLY WAVE: The necessity of having anticyclonic divergent flow pattern above a low-level wave disturbance for typhoon formation has been discussed several times (Riehl, 1948, 1956). This has been considered to have a relation with the inertial instability mechanism proposed by Sawyer (1947) and Alaka (1958).

La Tabla I muestra los valores de $\bar{\zeta}$ a 200 mb al tiempo en que ocurren los valores máximos de ζ en 700 mb. Es evidente que todas las ondas en desarrollo estaban bajo vorticidad negativa relativa en la tropósfera superior. En la

Table I shows the values of $\bar{\zeta}$ at 200 mb at the time when maximum values of ζ occurred at 700 mb. It is evident that all of the developing waves were under negative relative vorticity of the upper troposphere. In Fig. 2, a

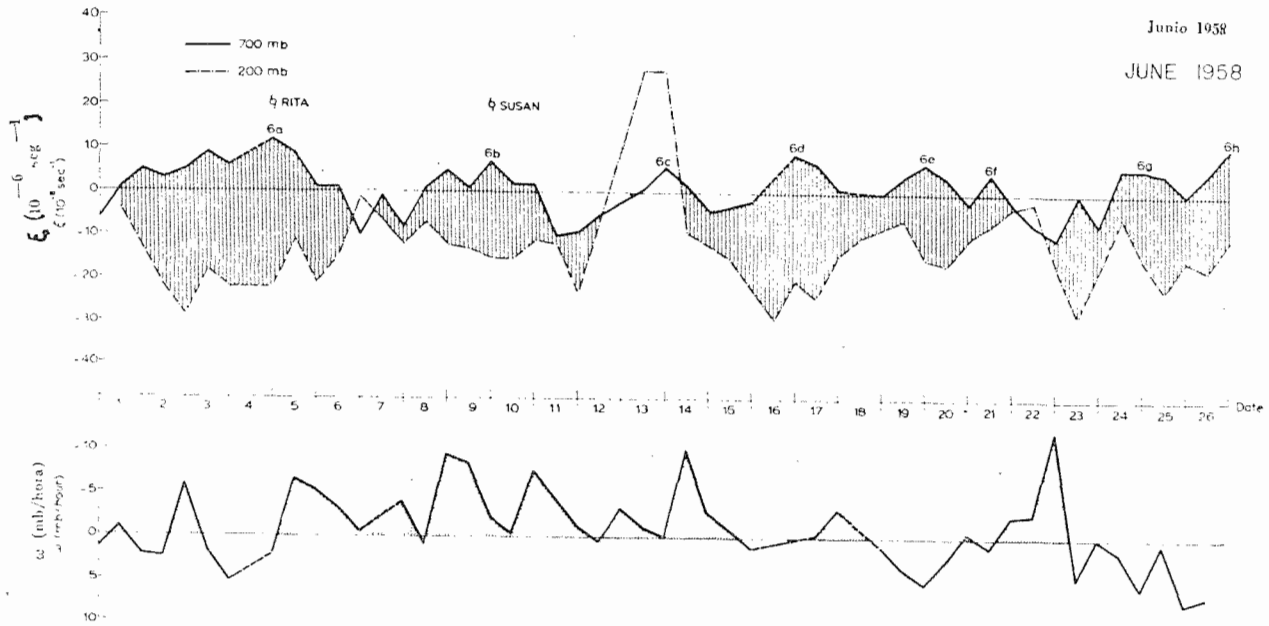


Fig. 6. Gráfica que muestra las vorticidades (arriba) a 700 mb (continua) y 200 mb (punteada) y la p-velocidad vertical a 400 mb (abajo). Para Junio 1-Junio 26, 1958.

Fig. 6. Graph showing the vorticities (top) at 700 mb (solid) and 200 mb (dotted), and the vertical p-velocity at 400 mb (bottom). For June 1 - June 26, 1958.

Fig. 8 se muestra con una curva continua la distribución vertical típica de $\bar{\zeta}$ para un caso en desarrollo (0000 TCG, Julio 20). La vorticidad relativa negativa a 200 mb era tan grande que la vorticidad absoluta también era negativa y al contrario, una onda situada bajo fuerte vorticidad positiva arriba no se desarrolló. La distribución de $\bar{\zeta}$ en este caso también se muestra en la Fig. 8 por una curva discontinua.

Sin embargo, la existencia de una vorticidad negativa arriba no indica una relación definida completamente en el problema del desarrollo. Muchas ondas no desarrolladas también estaban bajo vorticidad negativa arriba como lo muestra la Tabla I.

CALENTAMIENTO MESO-TROPOSFÉRICO: En el anterior trabajo, el autor indicaba que la pura inestabilidad inercial no bastaba para explicar el desarrollo de los ciclones tropicales por ser incapaz de originar un gran estímulo de crecimiento y que debería considerarse el efecto combinado de la vorticidad negativa y del fuerte gradiente horizontal de temperatura debido a la creación de un núcleo cálido. Este último mecanismo nos daría la posibilidad de inestabilidad inercial a lo largo de isentropas verticalmente inclinadas.

Se creyó conveniente intentar la búsqueda de pruebas del calentamiento en la región central de la perturbación. En el estudio del tifón Doris, el autor encontró como hecho notable que el calentamiento del aire ascendente tuvo lugar al principio en la capa meso-troposférica entre 300 y 400 mb (Yanai, 1961a, 1963).

El ensayo descrito en este trabajo no es bastante satisfactorio por ser muy difícil cotejar las historias de casos individuales de formación de núcleos más allá de la bien estudiada área de las Islas Marshall, pues la mayoría de los tifones comenzó a desarrollarse a gran distancia de ellas.

typical vertical distribution of $\bar{\zeta}$ for a developing case (0000 GCT July 20) is shown in a solid curve. The negative relative vorticity at 800 mb was so large that the absolute vorticity was also negative. To the contrary, a wave which was situated under a strong positive vorticity aloft did not develop. The distribution of $\bar{\zeta}$ for this case is also shown in Fig. 8 in a dotted curve.

Nevertheless, the existence of a negative vorticity aloft does not completely give a clear-cut relation on the development problem. Many non-developing waves were also under the negative vorticity aloft as seen in Table I.

MIDDLE TROPOSPHERIC WARMING: In former paper, this author argued that the pure inertial instability was unlikely to explain the development of tropical cyclones because of its incapability of giving a large growth-rate, and that the combined effect of both negative vorticity and a strong horizontal gradient of temperature due to warm-core creation should be considered. The latter mechanism gives us the possibility having inertial instability along vertically inclined isentropes.

It was thought worthwhile to attempt to find the evidence of warming in the central region of the disturbance. In the study of typhoon Doris, the author has found a remarkable fact that the warming of the ascending air first took place in the middle tropospheric layer between 300 and 400 mb (Yanai, 1961a, 1963).

A trial made in this paper is not satisfactory enough, because it was too difficult to pursue individual case histories of warm-core formation beyond the well covered Marshall Islands area. Most typhoons began to develop at large distances from the Marshalls. Nevertheless, it might

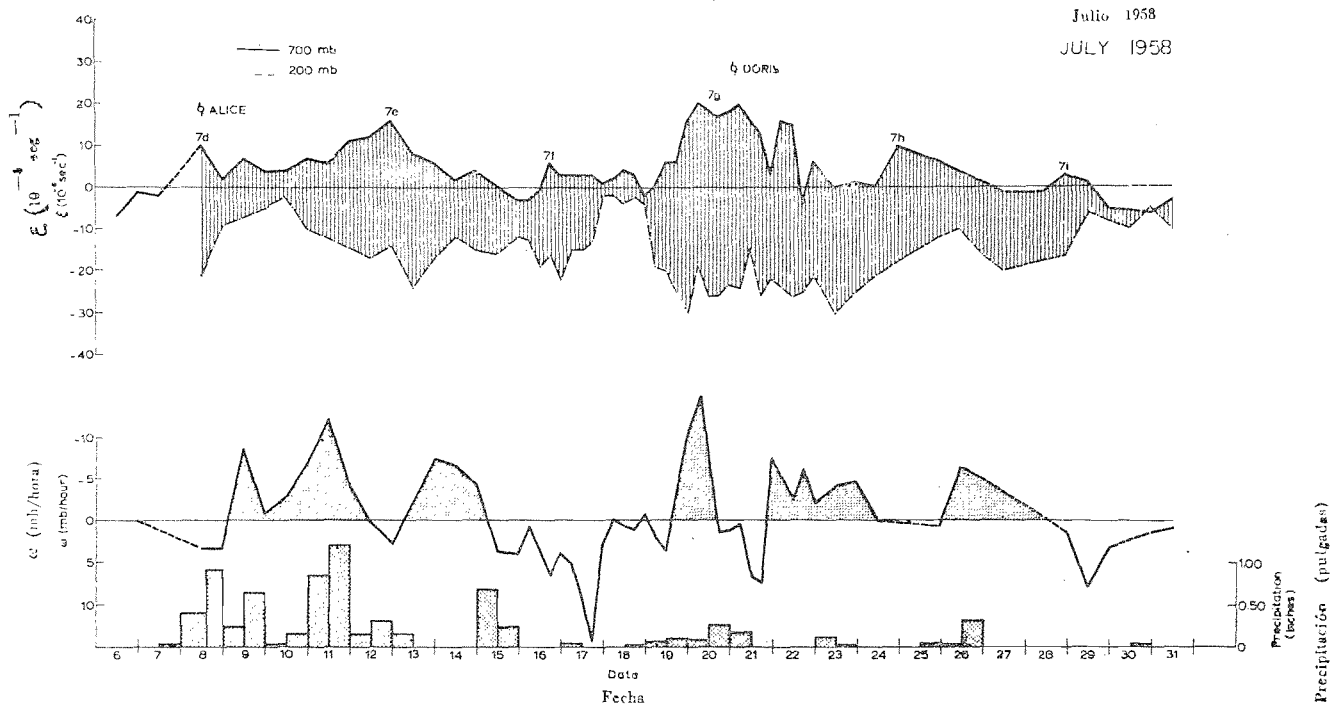


Fig. 7. Igual a la Fig. 6 pero para Julio 7-Julio 31, 1958. Se muestra completamente abajo el total de precipitación de 12 horas observado en la Isla Bikini.

Fig. 7. Same as Fig. 6 but for July 7 - July 31, 1958. At extreme bottom, 12 hourly precipitation amount observed at Bikini Island is shown.

Sin embargo, sería interesante que encontráramos indicaciones tempranas de calentamiento meso-troposférico en las perturbaciones en desarrollo y que pudiésemos apreciar lo temprano del calentamiento antes del mencionado desarrollo.

be interesting, if we could find early indication of middle tropospheric warming from the developing disturbances and could see how early this warming occurs before the actual development takes place.

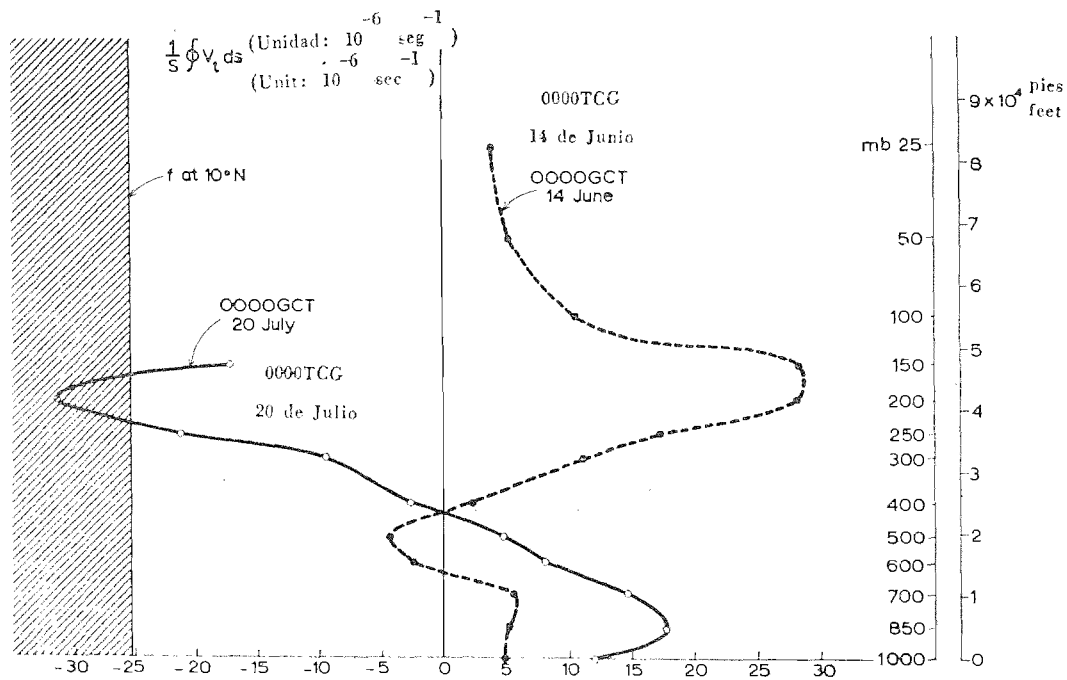


Fig. 8. Distribuciones verticales de la vorticidad media de espacio para un caso desarrollado (0000 TCG, Julio 20, continua) y para un caso no desarrollado (0000 TCG, Junio 14, punteadas).

Fig. 8. Vertical distributions of the space-mean vorticity for a developed case (0000 GCT, July 20, solid), and for a non-developed case (0000 GCT, June 14, dotted).

Para facilitar el análisis se calculó, primeramente, la anomalía de temperatura a 400 mb para los valores medios mensuales (definida para 00 TCG y 12 TCG, para Junio y Julio, separadamente). Usando otros métodos tales como secciones verticales de tiempo y las fechas antes discutidas, se fijó en cada mapa de tiempo la posición del centro de la perturbación a 400 mb y se determinó así la anomalía de temperatura alrededor del centro por análisis de cartas de isanómalas. El método fue aplicado continuamente durante el período en que la perturbación considerada permaneció dentro del área de las Islas Marshall.

Para una perturbación que ya había mostrado una tendencia al calentamiento se ha indicado en la Tabla I la máxima anomalía observada en la estación más próxima al centro de tormenta a 400 mb. Para perturbaciones que tenían una corriente fría a 400 mb resultó difícil la determinación del valor representativo de la anomalía, pues había grandes áreas frías por detrás del eje de la onda. La anomalía se midió en la estación que mostraba la mínima altura isobárica a 400 mb dentro de la ancha región fría.

To make the analysis easier, temperature anomaly at 400 mb from the monthly means values (defined for 00 GCT and 12 GCT and for June and July separately) was computed first. Using other aids such as vertical time sections and the data discussed before, the position of the center of the disturbance at 400 mb was fixed on each map time. Then the temperature anomaly around the center was determined from the analysis of iso-anomaly charts. The process was applied continuously during the period in which the disturbance under consideration remained within the Marshall Islands area.

For a disturbance which had already shown a warming tendency, the maximum anomaly observed at the station nearest to the 400 mb storm center is shown in Table I. For disturbances which had a cold trough at 400 mb, the determination of a representative value of the anomaly was difficult, because there was a broad cold area behind the wave axis. The anomaly was taken at the station which showed the minimum 400 mb isobaric height within the broad cold region.

TABLA I

TABLE I

COMPARACIÓN DE PERTURBACIONES DESARROLLADAS Y NO-DESARROLLADAS
COMPARISON OF DEVELOPED AND NON-DEVELOPED DISTURBANCES

Identificación	Vorticidad (10^{-6} sec^{-1})				ω (mb/hora)		Calentamiento	Predicción	Observaciones
Identificación	Vorticity (10^{-6} sec^{-1})				ω (mb/hour)		Warming at 400 mb	Prediction	Observation
	Max. at 700 mb	700 mb	200 mb	Dif.	Max. at 400 mb	400 mb			
1 6a	6/5/00Z	11.8	-22.1	33.9	6/5/12Z	-6.7	+1.1	o	⚡ RITA
2 6b	6/10/00Z	6.8	-15.2	22.0	6/9/00Z 6/11/00Z	-9.5 -7.5	+2.0	o	⚡ SUSAN
3 6c	6/14/00Z	5.6	28.2	-22.6	6/14/12Z	-10.2	-1.6	x	x
4 6d	6/17/00Z	8.7	-19.5	28.2	6/18/00Z	-3.2	-2.6	x	x
5 6e	6/20/00Z	7.4	-15.4	22.8	6/21/00Z	-0.6	-1.0	x	x
6 6f	6/21/12Z	4.5	-7.3	11.8	6/23/00Z	-12.4	-2.5	x	x
7 6g	6/25/00Z	6.1	-14.7	20.8	6/25/12Z	0.5	-2.8	x	x
8 6h	6/27/00Z	10.7	-10.2	20.9	6/28/00Z	?	+1.0	o	⚡ TESS
9 7a	7/2/12Z	6.8	12.5	-5.7	7/2/12Z	-2.8	+0.1	x	x
10 7b	7/4/00Z	3.3	-27.6	30.9	7/4/00Z	-6.3	+2.3	o	⚡ VIOLA
11 7c	(7/7/00Z)	(+)	(-)	?	(7/7/12Z)	?	+0.2	(o)	x
12 7d	7/8/12Z	9.8	-21.2	31.0	7/9/12Z 7/11/12Z	-8.7 -12.1	+1.7	o	⚡ ALICE
13 7e	7/13/00Z	16.4	-13.9	30.3	7/14/00Z	-7.4	-0.8	x	x
14 7f	7/16/18Z	6.0	-16.0	22.0	7/18/06Z	-0.1	-3.4	x	x
15 7g	7/20/06Z 7/21/06Z	19.9 20.2	-18.5 -24.0	38.4 44.2	7/20/06Z 7/22/00Z	-16.7 -8.8	+2.5	o	⚡ DORIS
16 7h	7/25/00Z	9.8	(-)	?	7/26/12Z	-6.5	-1.1	x	x
17 7i	7/29/00Z	2.8	-16.1	18.9	?	?	-1.7	x	x

() not computed
() no calculada

Considerando los valores de las anomalías de temperatura a 400 mb definidos de tal manera, encontramos pruebas sistemáticas de un temprano calentamiento meso-troposférico para perturbaciones en desarrollo. Se intentó obtener un criterio empírico de desarrollo combinando la vorticidad a 200 mb y la anomalía de temperatura a 400 mb. Así comprobamos que una onda inferior de alisio desarrolla una vorticidad negativa en el aire y una anomalía positiva de temperatura a 400 mb, criterio que corresponde bien con las observaciones.

La existencia de vorticidad negativa arriba y de anomalía de temperatura positiva meso-troposférica puede no ser completamente independiente. Sin embargo, en lo relativo a datos que se emplearon en el trabajo, no hay relación sistemática entre la deformación vertical de la vorticidad media del espacio y de las anomalías de temperatura observadas, lo que se explica por la pobre calidad de los datos usados o la inaplicabilidad del concepto geostrofico en los trópicos.

Considerando la presente amplitud y calidad de las observaciones de aire superior en los trópicos, los hallazgos descritos en este artículo pueden ayudar a la temprana predicción del desarrollo potencial de perturbaciones tropicales más o menos dos o tres días antes de lo que es ahora posible.

Looking at the values of the 400 mb temperature anomalies thus defined, we find definite systematic evidences of early middle tropospheric warming for developing disturbances. Tentatively, a trial was made to get an empirical criterion of development by combining the vorticity at 200 mb and the temperature anomaly at 400 mb. When we observe a negative vorticity aloft and a positive temperature anomaly at 400 mb, the underlying easterly wave will develop. This criterion corresponds well with the observations.

The existence of negative vorticity aloft and positive temperature anomaly at the middle of the troposphere may not be completely independent. However, so far as the data here employed are concerned, there was no systematic relationship between the vertical shear of the space-mean vorticity and the observed temperature anomalies. The reason either lies in the poor quality of data used or in the inapplicability of the geostrophic concept in the tropics.

At the present coverage and quality of upper air observations in the tropics, the findings made in this article may assist in the early prediction of potential tropical disturbance development, say two or three days earlier than is now possible.

BIBLIOGRAFIA

- ALAKA, M. A. 1958. Dynamics of Upper-Air Outflow in Incipient Hurricanes. *Geophysics*, 6:133-146.
- KLEINSCHMIDT, E. 1951. Grundlagen einer Theorie der Tropischen Zyklonen. *Archiv. Meteor. Geophys. Biol.*, A, 4:53-72.
- RIEHL, H. 1948. On the formation of typhoons. *Jour. Meteor.*, 5:247-264.
- 1954. *Tropical Meteorology*. New York (McGraw-Hill Book, Co.), 392 pp.
- 1956. Intensification of Tropical Cyclones. Atlantic and Pacific Areas. Fourth Research Rept., Project AROWA, U. S. Navy, Bureau of Aeronautics.
- ROSENTHAL, S. L. 1960. Some Estimates of the Power Spectra of Large-Scale Disturbances in Low Latitudes. *Jour. Meteor.*, 17:259-263.
- SAWYER, J. S. 1947. Notes on the Theory of Tropical Cyclones. *Quart. Jour. Royal Meteor. Soc.*, 73:101-126.
- U. S. NAVY JOINT TASK FORCE SEVEN. 1958. Meteorological Report on Operation Hardtack, University of Hawaii, Meteorological Center, Honolulu, H. I.
- 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.
- 1963. A Comment on the Creation of Worm Core in Incipient Typhoon. *Typhoon Research Laboratory, Meteorological Research Institute, Tech. Rept. No. 1*, Tokyo.

BIBLIOGRAPHIY