

GEOFISICA

INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE GEOFÍSICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Director: Julián Adem

Subdirector: Manuel Maldonado-Koerdell

Vol. 3

México, D. F., 1o. de Julio de 1963

Núm. 3

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

DISCURSO INAUGURAL

INAUGURAL ADDRESS

ASPECTOS ESTACIONARIOS DE LA CIRCULACION GENERAL TROPICAL

STATIONARY ASPECTS OF THE TROPICAL GENERAL CIRCULATION

HERBERT RIEHL *

HERBERT RIEHL *

RESUMEN

ABSTRACT

Primeramente se revisa la circulación de verano media para tres regímenes meteorológicos, cerca de la superficie y a 200 mb: alisio del Atlántico, alisio del Pacífico y monsoon Asiático. Se observa una completa inversión de la estructura atmosférica al comparar los alisios con el monsoon. En los alisios, los vientos más bajos son constantes y divergentes; a 200 mb se encuentra una alta vorticidad ciclónica convergente dispuesta en angostas líneas de deformación y siendo el aire relativamente frío en sus alrededores. A lo largo de ellas frecuentemente la circulación es muy inconstante, con grandes o pequeños vórtices ciclónicos que se desplazan al oeste. El monsoon tiene la misma estructura pero invertida, encontrándose alisios constantes con circulación anticiclónica divergente en la alta tropósfera, sobre el bien conocido monsoon o corredor ecuatorial de baja presión, con fuerte deformación ciclónica y perturbaciones móviles. Las temperaturas en el corredor son muy altas, especialmente en la tropósfera superior.

Se hacen cálculos para determinar si la parte estacionaria de los regímenes del alisio y del monsoon pueden determinar el balance de calor, humedad y energía cinética, encontrándose que tal es el caso y que no necesitan invocarse los rasgos de circulación inconstante o de empuje desde latitudes extratropicales para postular los sistemas de circulación de verano en el trópico. En particular, se encuentra que la eficiencia de conversión en la liberación de calor latente para producir energía cinética en la circulación media es de 2.5 por ciento, casi la misma calculada para la conversión de energía potencial a cinética en las perturbaciones extratropicales.

At first, the mean summer circulation is surveyed for three meteorological regimes near the surface and at 200 mb: the Atlantic trade, the Pacific trade and the Asiatic monsoon. There is a complete inversion of atmospheric structure comparing the trades with the monsoon. In the trades the lower winds are steady and diverging; at 200-mb high cyclonic vorticity along narrow shearlines with convergence is found. The air is cold relative to the surroundings in these shearlines. Frequently the flow is quite unsteady, with large or small cyclonic vortices travelling west along the shear line. The monsoon has the same structure, inverted. Here the steady easterlies with divergent anticyclonic flow are found in the high troposphere, above the well known monsoon or equatorial low pressure trough with strong cyclonic shear and moving disturbances. Temperatures in the trough are very high, especially in the upper troposphere.

Computations are performed to determine whether the stationary part of trade and monsoon regimes can provide for balance of heat, moisture and kinetic energy. It is found that this is the case and that unsteady flow features or forcing from extratropical latitudes need not be invoked to maintain the tropical summer circulation systems. In particular, the efficiency of conversion of latent heat release to production of kinetic energy by the mean circulation is found to be 2.5 per cent, about the same as computed for conversion of potential to kinetic energy in extratropical disturbances.

* Universidad del Estado de Colorado.

* Colorado State University.

INTRODUCCION

Desde que se estableció una red de estaciones de sondeo de aire superior alrededor del Hemisferio Norte en los 1940 y que vinieron acumulándose datos de aire superior, hubo amplios debates respecto a la validez de los modelos de tres células de la circulación general. La función de procesos no-estacionarios para transferencia de calor, humedad y momento de los subtropicos hacia el polo ha quedado bien establecida. Sin embargo, cálculos numerosos en los trópicos han reafirmado la importancia de las circulaciones de masa ageostróficas estacionarias.

En su mayoría estos cálculos se han referido al hemisferio de invierno destacando el trabajo de Palmén al demostrar el papel de la circulación media meridional para gastos hemisféricos de momento angular y producción de energía cinética (Palmén, 1955; Palmén *et al.*, 1958; Palmén y Vuorela, 1963). Desde un punto de vista algo diferente Krishnamurti (1961 a, b) ha demostrado que las principales características de la corriente de chorro de invierno subtropical y especialmente el mantenimiento del núcleo de alta energía, puede explicarse usando solamente datos medios mensuales si los cálculos se llevan a cabo en un sistema de coordenadas que siguen el eje de la corriente de chorro. Encontró que la velocidad de la circulación de masa ageostrófica relacionada con la corriente de chorro subtropical es tal que el balance de calor se obtiene para los subtropicos entre el enfriamiento de radiación y el calentamiento de compresión en el aire descendente y además, que el desprendimiento de energía cinética usando la circulación de masa media y la diferencia de temperatura entre la fuente de calor tropical y la depresión térmica subtropical, es casi capaz de producir la energía observada en la corriente de chorro subtropical.

Desde luego nadie duda que haya procesos no-estacionarios en los trópicos, como lo enfatizó Riehl (1950). Ello debe llevar a variaciones de intensidad y posición de los rasgos medios de la circulación y establecer el acoplamiento entre los hemisferios. Sin embargo, poco progreso se ha hecho en estos temas.

MODELOS DE CELULAS DE CIRCULACION GENERAL EN VERANO

En este trabajo se intentará examinar algunos aspectos de la circulación tropical en el hemisferio de verano. Ya que hay una débil circulación meridional en el verano, comparada con el invierno y que se producen amplias incursiones del corredor ecuatorial de baja presión sobre el este de Asia, la estación cálida no ha sido atractiva para investigaciones que emplean métodos integrales lineales de cálculo alrededor de círculos de latitud. A pesar de ello, cuando un sistema de coordenadas fijas a lo largo del corredor ecuatorial se escoge como referencia, sucede que ciertas cantidades como presión superficial, circulación de masa,

INTRODUCTION

Since establishment of a network of upper-air sounding stations around the northern hemisphere in the 1940's and consequent accumulation of upper-air data, considerable debate has taken place concerning the validity of the three-cell model of the general circulation. The function of non-stationary processes for transfer of heat, moisture and momentum from the subtropics poleward has been well established. Within the tropics, however, numerous computations have reaffirmed the importance of stationary ageostrophic mass circulations.

For the most part these calculations have dealt with the winter hemisphere. Outstanding has been the work of Palmén in demonstrating the role of the mean meridional circulation for hemispherical budgets of angular momentum and production of kinetic energy (Palmén, 1955; Palmén *et al.*, 1958; Palmén and Vuorela, 1963). From a somewhat different viewpoint Krishnamurti (1961 a, b) has demonstrated that the main features of the subtropical jet stream of winter, and especially the maintenance of the high-energy core, can be established using monthly mean data only, when calculations are performed in a coordinate system following the jet stream axis. He found that the velocity of the ageostrophic mass circulation relative to the subtropical jet stream is such, that heat balance is obtained in the subtropics between radiation cooling and compression heating in the subsiding air; further, that the release of kinetic energy using the mean mass circulation and the temperature difference between tropical heat source and subtropical heat sink is capable of producing very nearly the observed energy of the subtropical jet stream.

No one, of course, questions that non-stationary processes occur in the tropics, as emphasized by Riehl (1950). These must lead to variations of intensity and position of mean circulation features, and they effect the coupling between the hemispheres. Little progress, however, has been made in these subjects.

MODELS OF GENERAL CIRCULATION CELLS IN SUMMER

In this paper an attempt will be made to examine some aspects of the tropical circulation of the summer hemisphere. Because of the weak meridional circulation of summer compared to winter, and because of the wide incursion of the equatorial trough of low pressure over eastern Asia, the warm season has not been very attractive for investigations employing line integral methods of computation around latitude circles. However, when a coordinate system fixed along the equatorial trough is chosen for reference, it turns out that quantities such as surface pressure, mass circulation, divergence, precipitation and wind steadiness are distributed

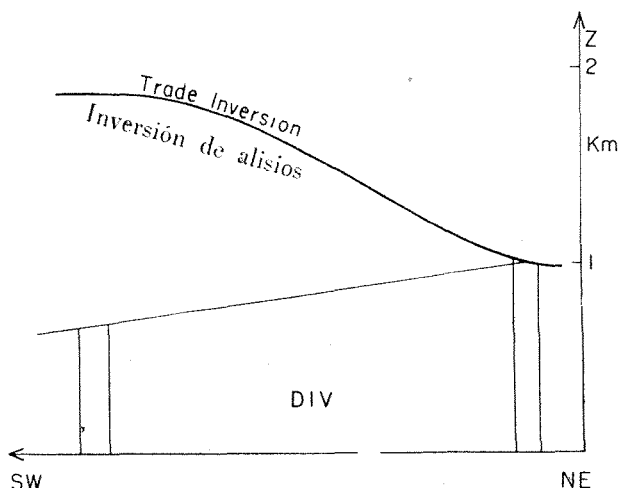


Fig. 1. Modelo que muestra el aumento de inversión que sigue el curso del alisio noreste mientras divergen y descienden las columnas de aire según la ley de conservación de vorticidad potencial.

Fig. 1. Model showing downstream rise of inversion in northeast trade while air columns divergen and sink following law of conservation of potential vorticity.

divergencia, precipitación y constancia de viento se distribuyen simétricamente en los lados de verano e invierno del corredor (Riehl, 1954). En principio, debiéramos encontrar correspondencia de procesos de circulación general en ambos lados del corredor ecuatorial.

ALISIO DEL ATLÁNTICO: Comenzaremos por examinar la estructura de circulación de los alisios. Contrariamente a opiniones iniciales (Ficker, 1936), la inversión del alisio no causa descenso por efecto de convergencia en la corriente del viento. La inversión se levanta por una turbulencia ascendente que mezcla calor y humedad (Riehl *et al.*, 1951; Neiburger, 1960) en tanto que hay divergencia y descenso en el alisio que se mueve hacia el ecuador (Fig. 1), gobernado en su movimiento por la ley de conservación de vorticidad potencial Riehl, 1954).

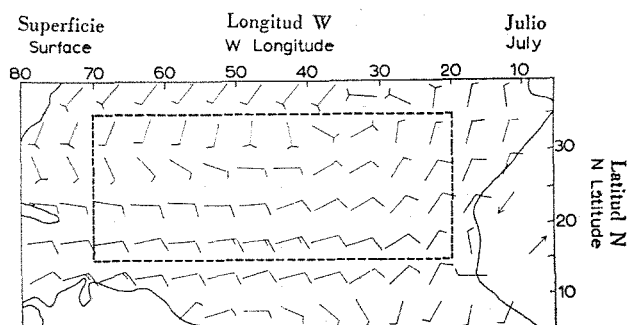


Fig. 3. Vientos resultantes de superficie (nudos) para el Atlántico en Julio.

Fig. 3. Resultant surface winds (knots) for the Atlantic in July.

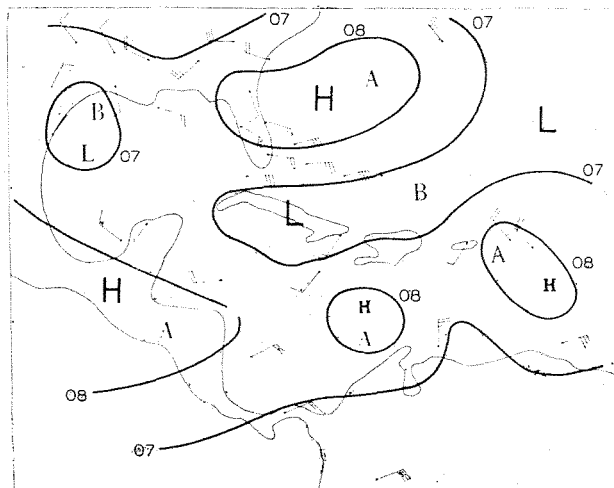


Fig. 2. Vientos y curvas (en cientos de pies, sin la primera cifra) a 200 mb, Julio 15, 1961, 1200 Z, Atlántico Oeste y Golfo de México. (A = alta; B = baja)

Fig. 2. Winds and contours (100's feet, first digit omitted) at 200 mb, 15 July 1961, 1200 Z, West Atlantic and Gulf of Mexico. (H = high; L = low)

symmetrically on summer and winter sides of the trough (Riehl, 1945). Hence, in principle, we should find correspondence of general circulation processes on both sides of the equatorial trough.

ATLANTIC TRADE: We shall begin by examining the structure of circulation in the trades. Contrary to earlier views (Ficker, 1936) the trade wind inversion does not rise downstream on account of convergence in the trade stream. Rather, the inversion rises due to turbulent upward mixing of heat and moisture (Riehl, *et al.*, 1951; Neiburger, 1960), while the equatorward moving trade diverges and subsides (Fig. 1) governed in its motion by the law of conservation of potential vorticity (Riehl, 1954).

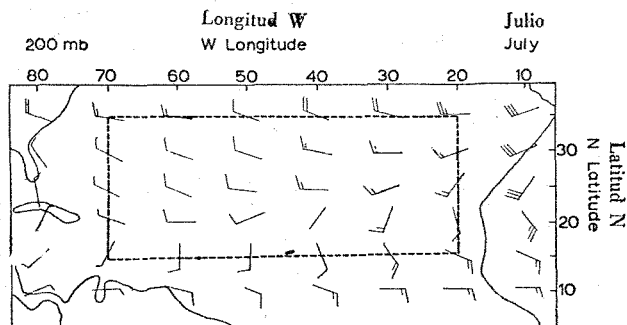


Fig. 4. Vientos resultantes a 200 mb (nudos) para el Atlántico en Julio (según Crutcher, 1961).

Fig. 4. Resultant 200 mb winds (knots) for the Atlantic in July (from Crutcher, 1961).

Por el mismo principio dinámico esperaríamos una área con alta vorticidad ciclónica arriba del alisio descendente como resultado de convergencia de compensación en la tropósfera superior. Las primeras observaciones de cirrus (Bigelow, 1940) y ascensos en globo del navío alemán de investigaciones *Meteor* (Georgii & Seilkopf, 1926) han demostrado que una larga línea de deformación ciclónica cubre el Océano Atlántico tropical en la alta tropósfera durante el verano, separando los vientos convergentes del noreste al norte y los vientos del suroeste al sur. La línea de deformación se extiende desde el área al este de las Azores hasta Puerto Rico al suroeste, paralelamente al núcleo principal de trazos superficiales (*cf.* Stone, 1942).

Por falta de datos rawin sobre la amplia extensión del Atlántico, otras indicaciones recientes de ascensos en globo principalmente apoyan el término occidental de la línea de deformación.¹ A veces la línea se alarga al oeste a través del Golfo de México (Fig. 2). Observamos, como en el diagrama de Stone, una concentrada vorticidad ciclónica a lo largo de la línea de deformación y existencia de pequeños vórtices ciclónicos. Estos vórtices, que pueden tener gran diámetro, se mueven predominantemente hacia el oeste. En general, el aire dentro de ellos es seco y descendente, aunque en ocasiones se transforma en una perturbación que produce lluvia. La línea de deformación es la "calle" a lo largo de la cual viajan los vórtices.

En el clima medio hay poca tendencia de la línea de deformación a revelarse, variando algo su posición ya que los vientos opuestos tienden a cancelar la resultante. Esperaríamos, sin embargo, tener alguna indicación de la estructura de circulación general propuesta en las cartas de promedios. Cerca de la superficie (Fig. 3), los vientos alisios son muy constantes estableciéndose muy bien el tipo de circulación. Si se escoge una frontera arbitraria, indicada por el rectángulo interrumpido en la Fig. 3, queda indicada una divergencia neta en el alisio del Atlántico. Se sabe que la circulación del aire superior alcanza pleno desarrollo cerca de los 200 mb. En tal nivel, usando los datos de viento medio de Crutcher (1961), la convergencia neta dentro del rectángulo es muy evidente (Fig. 4). Alineándose del extremo noreste al suroeste, el giro ciclónico del viento es tan pronunciado como puede esperarse en las cartas de promedios.

El siguiente modelo de circulación está indicado para los alisios de verano del Atlántico. Cerca de la superficie, los vientos alisios divergentes y descendentes se mueven hacia una vorticidad absoluta más baja. Existe una convergencia de compensación en la tropósfera superior, unida a presencia repetida de angostas líneas de deformación ciclónica y generalmente baja precipitación. Los alisios inferiores son muy constantes mientras frecuentes movimientos

¹ Extensos vuelos del Escuadrón de Reconocimiento de la Fuerza Aérea de los Estados Unidos al suroeste de Bermuda, a 300 mb, han revelado una persistencia frecuente y casi estacionaria de la línea de deformación cerca de 25° N en medio del Atlántico.

From the same dynamic principle we should expect an area with high cyclonic vorticity above the subsiding trade, resulting from compensatory convergence in the upper troposphere. Early cirrus observations (Bigelow, 1904) and balloon ascents of the German research vessel *Meteor* (Georgii & Seilkopf, 1926) have demonstrated that a long cyclonic shearline overlies the tropical Atlantic Ocean in the high troposphere during summer; it separates converging northeasterly winds to the north and southwesterly winds to the south. This shearline extends from the area east of the Azores southwestward toward Puerto Rico parallel to the main core of the surface traces (*cf.* Stone, 1942).

On account of lack of rawin data over the wide expanse of the Atlantic, recent evidence from balloon ascents mainly documents the western terminus of the shearline.¹ At times the line is elongated westward across the Gulf of Mexico (Fig. 2). We observe, as in Stone's diagram, concentrated cyclonic vorticity along the shearline, as well as the existence of small cyclonic vortices. These vortices, at times of large diameter, predominantly move westward. In general, the air inside them is dry and subsiding, though on occasion transformation to a rain-producing disturbance occurs. The shearline is the "street" along which the vortices travel.

In the climatic mean the shearline is not likely to be fully revealed since, with some variability of position, the opposing winds tend to cancel in the resultant. We should expect to find, however, some indication of the proposed general circulation structure on mean charts. Near the surface (Fig. 3) the trade winds are very steady so that the flow pattern is very well established. Choosing an arbitrary boundary, denoted by the dashed rectangle in Fig. 3, net divergence in the Atlantic trade is clearly indicated. The upper-air circulation is known to be most fully developed near 200 mb. At this level, using the mean wind data given by Crutcher (1961), net convergence into the rectangle is quite evident (Fig. 4). Following a line from northeastern to southwestern end, cyclonic turning of wind through this line is as pronounced as may be expected on a mean chart.

The following circulation model is indicated for the Atlantic summer trades. Near the ground diverging and subsiding trade winds move toward lower absolute vorticity. Compensatory convergence occurs in the upper troposphere, coupled with repeated presence of a narrow cyclonic shearline and generally low precipitation. The lower easterlies are very steady; while frequent westward motion of cold-

¹ Extensive flights by the United States Air Force Reconnaissance Squadron southwestward from Bermuda at 300 mb have revealed frequent, nearly stationary, persistence of the shearline near 25° N in mid-Atlantic.

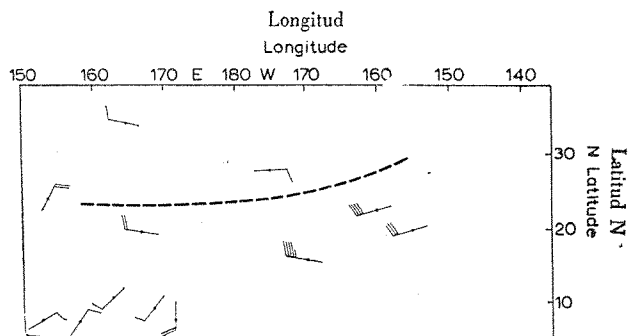


Fig. 5. Vientos resultantes. (nudos) sobre el Pacífico central-este tropical en Julio de 1956 (U. S. Navy Joint Task Force Seven).

Fig. 5. Resultant winds (knots) over the west-central tropical Pacific during July 1956 (U. S. Navy Joint Task Force Seven).

hacia el oeste de vórtices ciclónicos con núcleo frío a lo largo de la línea de deformación dan marcada movilidad a la atmósfera superior.

ALISIO DEL PACÍFICO: Un detallado análisis de cartas diarias a bajos niveles, en Agosto de 1945, ha destacado la existencia de una estructura del aire superior sobre el Pacífico similar a la del Atlántico (Riehl, 1950). Un amplio corredor de aire superior se extiende hacia el suroeste desde el Pacífico oriental subtropical hasta una área al norte de las Islas Hawaii y desde ellas, con características de línea de deformación, hacia las Islas Marshall. En la parte central del océano, la posición de la línea de deformación es tan constante que desde la Isla Midway se reportan con frecuencia vientos del este resultantes a 200 mb cada mes. Los vientos re-

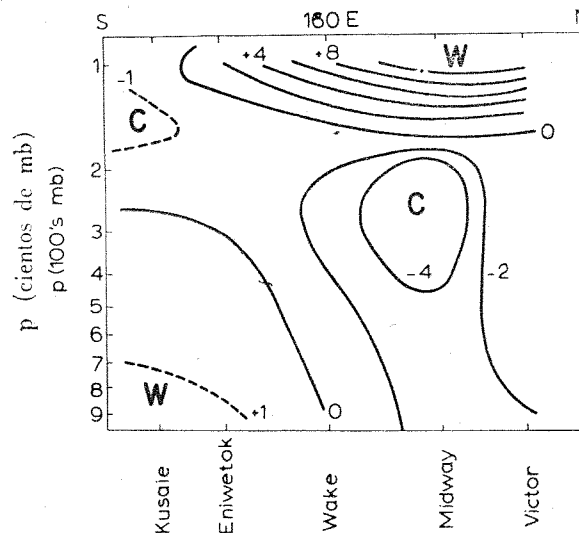


Fig. 6. Temperaturas (grad. C) expresadas como desviaciones de la atmósfera tropical media, a lo largo de la sección transversal norte-sur en el Pacífico central-este para Julio de 1956 (U. S. Navy Joint Task Force Seven).

Fig. 6. Temperatures (deg. C) expressed as deviations from mean tropical atmosphere, along north-south cross section in west-central Pacific for July 1956 (U. S. Navy Joint Task Force Seven).

core cyclonic vortices along the shearline introduces marked restlessness in the upper atmosphere.

PACIFIC TRADE: Detailed analysis of daily charts at several levels during August 1945 has brought out existence of an upper-air structure over the Pacific similar to that of the Atlantic (Riehl, 1950). A very large upper-air trough extends southwestward from the subtropical eastern Pacific to an area north of the Hawaiian Islands and from there, with shearline characteristics, toward the Marshall Islands. In the central part of the ocean the position of the shearline is so steady that Midway Island often reports monthly resultant east winds at 200 mb. The resultant winds at this level for July 1956 (U. S. Navy Joint Task Force Seven,

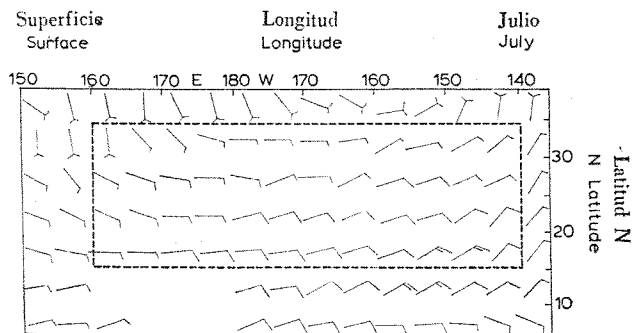


Fig. 7. Vientos de superficie resultantes (nudos) para el Pacífico central en Julio. Las líneas discontinuas indican la frontera usada en los cálculos.

Fig. 7. Resultant surface winds (knots) for the central Pacific in July. Dashed lines indicate boundary used in calculations.

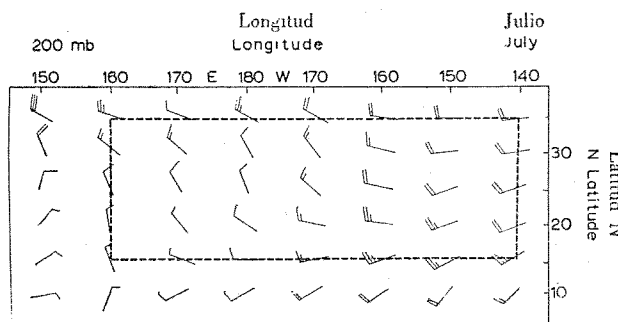


Fig. 8. Vientos resultantes a 200 mb (nudos) para el Pacífico central en Julio (según Crutcher, 1961). Las líneas discontinuas como en la Fig. 7.

Fig. 8. Resultant 200-mb winds (knots) for the central Pacific in July (from Crutcher, 1961). Dashed lines as in Fig. 7.

sultantes a ese nivel para Julio de 1956 (U. S. Navy Joint Task Force Seven, 1961) están indicados en la Fig. 5 y como en el Atlántico, sólo puede hablarse de la mitad occidental del océano. Una sección de temperaturas en términos de desviación de la atmósfera tropical media muestra bajas temperaturas en el centro de la zona de deformación ciclónica (Fig. 6).

Las características climáticas de superficie y a 200 mb (Figs 7-8) se parecen a las del Atlántico: divergencia en el alisio que gira al noreste en el sentido del reloj y convergencia de aire superior con marcado giro ciclónico a través de una línea burdamente orientada de noreste a suroeste. Este giro es más pronunciado que en el Atlántico, posiblemente porque se conoce mejor la corriente superior desde varias estaciones en islas del Pacífico.

ASIA ORIENTAL: Ambos regímenes de alisios, en el Atlántico y en el Pacífico, dan lugar a un fuerte anticiclón superior en su flanco occidental (Figs. 4, 8). Aunque usualmente atribuidas a calentamiento continental y sistemas de vientos monsonicos, tales circulaciones están bien establecidas bastante lejos de las costas orientales. Ahora consideraremos la circulación sobre el Asia Oriental como un extremo ejemplo de la estructura del corredor ecuatorial.

A niveles bajos observamos la bien conocida zona de convergencia con alargamiento este-oeste (Fig. 9), que contiene una serie de pequeños o grandes vórtices ciclónicos. El cuadro es casi similar al de la línea de deformación de alto nivel por encima de los alisios del Atlántico y del Pacífico. A 200 mb se sitúan anchos vientos del este sobre la región del corredor ecuatorial (Fig. 10), como se ven también en cartas climáticas (Figs. 11-12). Cuando el cambio de signo del movimiento vertical se incluye, la estructura de circulación monsonica aparece exactamente invertida a la de los alisios, invirtiéndose también la variación vertical de constancia del viento. Sea en la superficie o arriba, anchas corrientes de vientos del este son constantes, mientras en las líneas de deformación ciclónica, con una faja de vientos del oeste al lado sur, hay alta variabilidad interdiurna del viento.

La ley de conservación de vorticidad potencial queda cualitativamente satisfecha por la estructura de circulación del alisio y del corredor ecuatorial. En la capa de convergencia, la vorticidad ciclónica se concentra a lo largo de una angosta zona mientras una amplia circulación anticiclónica marca la capa con divergencia. La relación de viento térmico geostrofico también se satisface cualitativamente por los campos de temperatura y vientos observados. En los alisios, la capa situada abajo del corredor de 200 mb queda relativamente fría (Fig. 6) mientras sobre el Asia Oriental aumentan las temperaturas de aire superior de $5-10^{\circ}$ C y más (Fig. 10) en la tropósfera media y superior de sur a norte a través de la faja monsonica.

Una diferencia entre la estructura del alisio y del corredor ecuatorial invertido consiste en la aparición de una corriente de chorro subtropical del este, persistentemente encontrada en la periferia hacia el ecuador del régimen monsonico Asiático con nivel del viento más fuerte cerca de 150-100 mb (Koteswaran, 1958; Flohn, 1963) e intermitentemente con un

1961) are reproduced in Fig. 5. As in the Atlantic, only the western half of the ocean can be documented. A cross-section of temperatures, expressed in terms of deviation from the mean tropical atmosphere, shows low temperatures associated with the center of the cyclonic shear zone (Fig. 6).

Surface and 200 mb climatic features (Figs. 7-8) resemble those of the Atlantic: divergence in the clockwise turning northeast trade and upper-air convergence with marked cyclonic turning across a line roughly oriented northeast-southwest. This turning is more pronounced than in the Atlantic, possibly on account of better documentation of the upper flow from the various island stations of the Pacific.

EASTERN ASIA: Both Atlantic and Pacific trade regimes give way to a large upper anticyclone on their western flank (Figs. 4, 8). Though usually connected with continental heating and monsoonal wind systems, these circulations are well established far off both east coasts. We shall regard the circulation over eastern Asia as an extreme example of equatorial trough structure.

At low levels we observe the well known convergence zone with east-west elongation (Fig. 9) which contains a series of small or large cyclonic vortices. The picture is quite similar to that of the high-level shearline overlying Atlantic and Pacific trades. At 200 mb broad easterlies are situated over the equatorial trough region (Fig. 10), as also seen on climatic charts (Figs. 11-12). When the change in sign of vertical motion is included, the structure of the monsoon circulation appears exactly inverse to that of the trades. Vertical variation of wind steadiness also is inverted. Whether at the surface or aloft, broad easterly currents are steady while along cyclonic shearlines, with a belt of westerlies on the south side, interdiurnal wind variability is high.

The law of conservation of potential vorticity qualitatively is satisfied by trade and equatorial trough circulation structure. In the layer of convergence cyclonic vorticity is concentrated along a narrow zone, while broad anticyclonic flow marks the layer with divergence. The geostrophic thermal wind relation also is satisfied qualitatively by observed winds and temperatures fields. In the trades, the layer underneath the 200 mb trough is relatively cold (Fig. 6) while, over eastern Asia, upper-air temperatures increase by $5-10^{\circ}$ C and more (Fig. 10) in middle and upper troposphere from south to north across the monsoon belt.

One difference between trades and inverted equatorial trough structure lies in the appearance of the subtropical easterly jet stream found persistently on the equatorward periphery of the Asiatic monsoon regime with level of strongest wind near 150-100 mb (Koteswaram, 1958; Flohn, 1963) and intermittently with a somewhat lower center over the

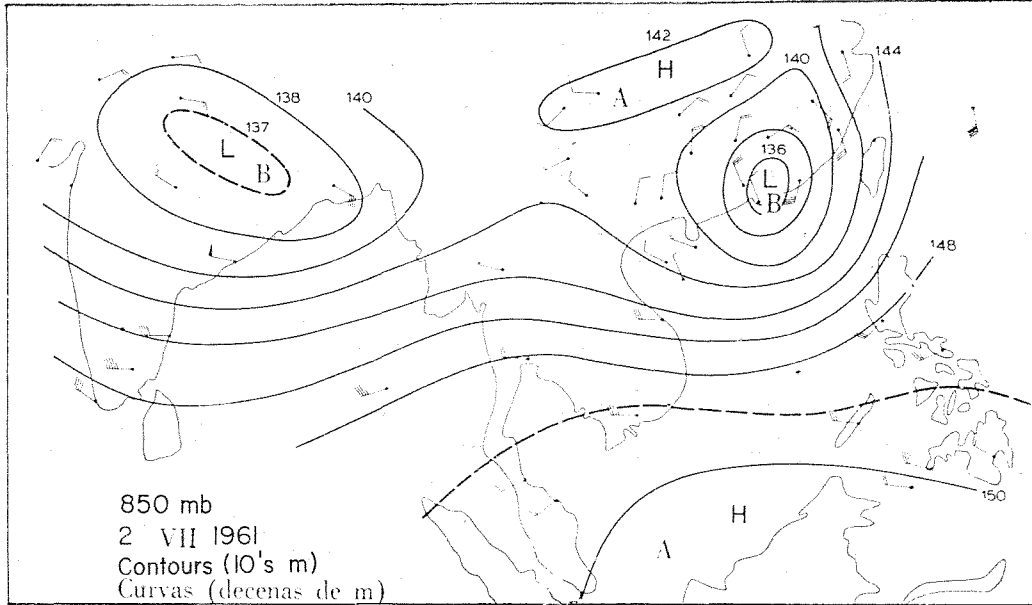


Fig. 9. Vientos y curvas (en decenas de metros) a 850 mb para el área monsonica SW, Julio 2, 1961. Un tifón ha entrado en la costa de China del Sur al este de Hong Kong.

Fig. 9. Winds and contours (10's m) at 850 mb for the SW monsoon area, 2 July 1961. A typhoon has entered the South China coast east of Hong Kong.

centro algo más bajo sobre los trópicos Norte-Americanos (Alaka, 1958). Este rasgo puede relacionarse con la falta de grandes fuerzas de fricción en la alta tropósfera. Koteswaran y Alaka notaron que un perfil de viento correspondiente al constante momento angular absoluto puede establecerse al norte del eje de la corriente de chorro. Flohn, Koteswaran y Alaka también relacionaron la distribución de precipitación con zonas de entrada y salida de la alta corriente de chorro, tanto climáticamente como en situaciones individuales, al igual que el caso de las corrientes de chorro extratropicales.

North American tropics (Alaka, 1958). This feature may be related to the lack of strong frictional forces acting in the high troposphere. Both Koteswaram and Alaka have noted that a wind profile corresponding to constant absolute angular momentum can be established north of the jet stream axis. Flohn, Koteswaram and Alaka also have related the distribution of precipitation to entrance and exit zones of the upper jet stream, both climatically and in individual situations, just as in case of extratropical jet streams.

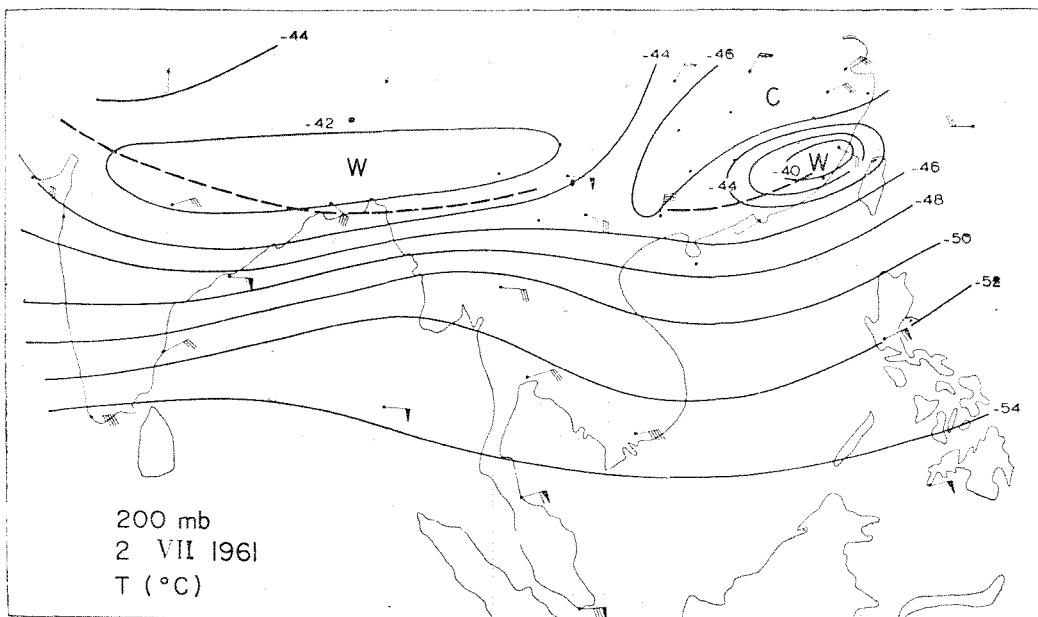


Fig. 10. Vientos e isotermas (grad. C) a 200 mb, Julio 2, 1961. Los puntos indican estaciones con temperaturas disponibles, pero no vientos. La línea discontinua gruesa marca el corredor de baja presión ecuatorial (según Fig. 9). El área cálida en la costa de China del Sur resulta del mismo tifón.

Fig. 10. Winds and isotherms (deg. C) at 200 mb, 2 July 1961. Dots indicate stations where temperatures but no winds were available. Heavy dashed line marks equatorial low pressure trough (from Fig. 9). Warm area on South China coast is associated with old typhoon.

Queda, así, claramente establecido que las diferencias entre estructuras de circulación y factores dinámicos, es decir, el viento geostrófico y el teorema de conservación de vorticidad potencial, en circulaciones de latitud alta y baja, son más pequeñas de lo que se piensa frecuentemente. Pero, la liberación de energía y el equilibrio térmico se realizan fuera de los trópicos principalmente por factores de circulación inconstante en tanto que la circulación general estacionaria parece autoalimentarse en los trópicos durante el invierno.

A continuación determinaremos si ello también sucede en la circulación general de verano, ampliando otros trabajos sobre este tema de Riehl y Malkus (1958). Para estudiarlo escogimos como regímenes el monzón Asiático y el alisio del Pacífico.

BALANCE DE CALOR Y HUMEDAD

Sobre una área dada con circulación general estacionaria (Figs. 8, 12), la $\text{div}(\mathbf{H})$ de exportación térmica desde el volumen atmosférico con superficie limitante S es dada cercanamente por

$$\text{div}(\mathbf{H}) = Q_s + Q_e + R. \quad (1)$$

donde Q_s y Q_e denotan intercambio térmico sensible y latente entre superficie y atmósfera; R el incremento neto de calor radiante atmosférico, generalmente negativo excepto en la muy alta tropósfera. Además, $\text{div}(\mathbf{H}) = \text{div}(\mathbf{h}) + \text{div}(\mathbf{Lq})$, donde $\text{div}(\mathbf{h})$ y $\text{div}(\mathbf{Lq})$ son definidas como divergencias de energía térmica sensible y latente; L es el calor latente de condensación y q la humedad específica.

Separadamente los balances de calor y de humedad son

$$\text{div}(\mathbf{Lq}) = L(E - P) \quad (2)$$

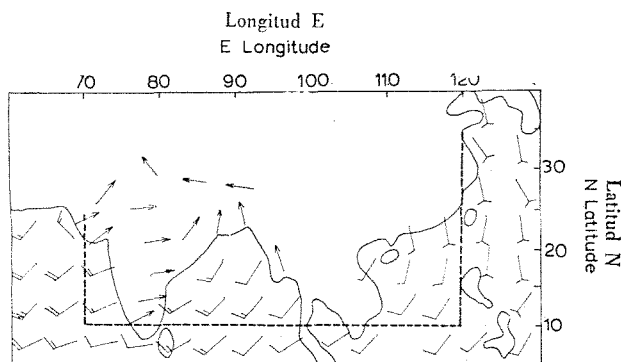


Fig. 11. Vientos de superficie resultantes (nudos) para Julio en el área monzónica SW. Las líneas discontinuas gruesas indican la frontera usada para las integraciones.

Fig. 11. Resultant winds (knots) at the surface for July in SW monsoon area. Heavy dashed lines indicate boundary used for integrations.

The point emerges rather clearly that differences between the circulation structures and dynamic controls, e. g. geostrophic wind and conservation of potential vorticity theorem, of high and low latitude circulations are far smaller than often thought. Yet, energy release and heat balance is achieved outside the tropics mainly through unsteady flow features, while the stationary general circulation appears to be self-sustaining in the wintertime tropics.

In the following we shall determine whether this also holds for the general circulation of summer, extending previous work on this subject by Riehl and Malkus (1958). We choose the Asiatic monsoon and the Pacific trade as the regimes to be studied.

BALANCE OF HEAT AND MOISTURE

Over a given area with steady general circulation (Figs. 8, 12), the heat export $\text{div}(\mathbf{H})$ from the atmospheric volume with bounding surface S is closely given by

Here Q_s and Q_e denote sensible and latent heat exchange between ground and atmosphere; R is the net atmospheric radiational heat gain, generally negative except in the very high troposphere. Further, $\text{div}(\mathbf{H}) = \text{div}(\mathbf{h}) + \text{div}(\mathbf{Lq})$, where $\text{div}(\mathbf{h})$ and $\text{div}(\mathbf{Lq})$ are defined as divergence of sensible and latent heat energy; L is latent heat of condensation and q specific humidity.

Separate moisture and heat balances are given by

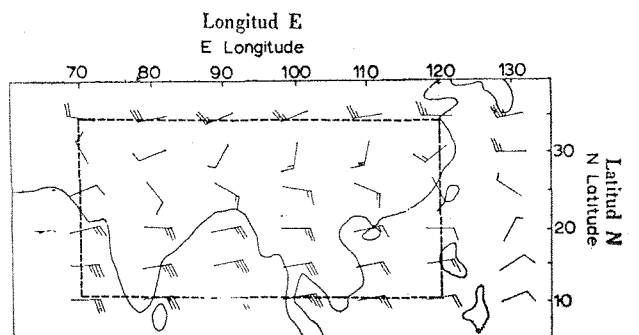


Fig. 12. Vientos resultantes a 200 mb (nudos) para Julio en el área monzónica SW (según Crutcher, 1961). Las líneas discontinuas gruesas como en la Fig. 11.

Fig. 12. 200-mb resultant winds (knots) for July in SW monsoon area. (from Crutcher, 1961). Heavy dashed lines as in Fig. 11.

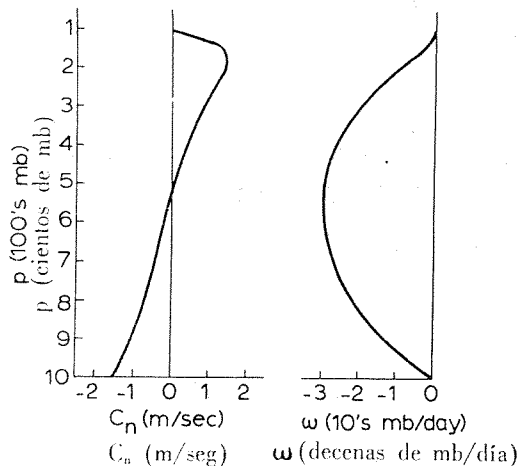


Fig. 13. Izquierda: Circulación de masa neta ($m \text{ seg}^{-1}$) contra presión en escala lineal a través de la frontera que se muestra en la Fig. 12. El signo negativo indica entrada. Derecha: Movimiento vertical expresado en términos de cambio de presión substancial ($mb \text{ día}^{-1}$) calculado para el lado izquierdo del diagrama.

Fig. 13. Left: Net mass circulation ($m \text{ sec}^{-1}$) against pressure on linear scale across the boundary shown in Fig. 12. Negative sign denotes inflow. Right: Vertical motion expressed in terms of substantial pressure change ($mb \text{ day}^{-1}$) computed from the left side of diagram.

y and

$$\text{div}(h) = Q_s + LP + R, \tag{3}$$

donde E es evaporación y P precipitación. Las cantidades $\text{div}(h)$ y $\text{div}(Lq)$ se obtienen de

where E is evaporation and P precipitation. The quantities $\text{div}(h)$ and $\text{div}(Lq)$ are obtained from

$$\text{div}(h) = \int_{dp} \int_{ds} (c_p T + g z) c_n \frac{dp}{g} ds.$$

$$\text{div}(Lq) = \int_{dp} \int_{ds} Lq c_n \frac{dp}{g} ds.$$

Aquí c_n es la componente de viento normal a la superficie limitante, positiva hacia afuera; s es la circunferencia del

Here c_n is the wind component normal to the bounding surface positive outward; s is the circumference of the area

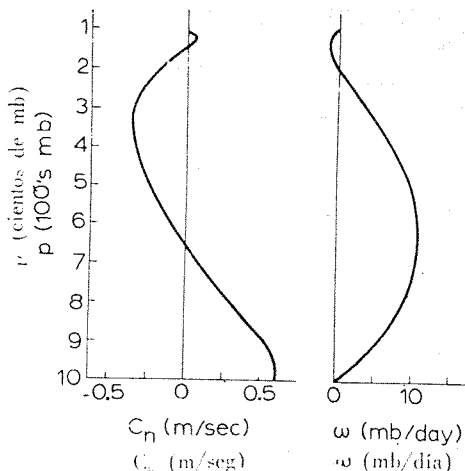


Fig. 14. Igual que la Fig. 13 para alisios del Pacífico.

Fig. 14. Same as Fig. 13 for Pacific trades.

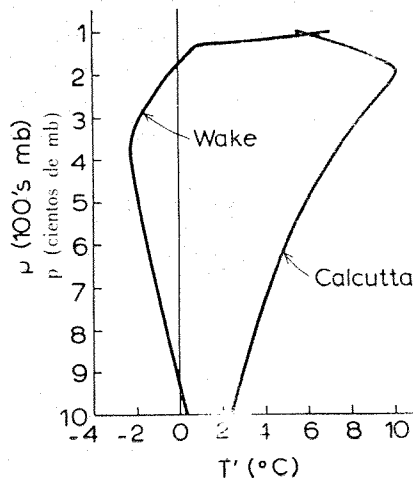


Fig. 15. Divergencia de temperatura en la atmósfera tropical media contra presión para el sondeo medio en Wake en Julio de 1956 (Fig. 6) y para el sondeo medio en Calcutta en Agosto de 1961.

Fig. 15. Temperature departure from mean tropical atmosphere against pressure for Wake mean sounding for July 1956 (Fig. 6) and for the Calcutta mean sounding for August 1961.

área considerada; c_p es el calor específico de aire a presión constante; T la temperatura, g la aceleración de gravedad, p la presión y z la altura.

CIRCULACIÓN DE MASA: Las integraciones de las ecuaciones (1-3) serán extendidas de abajo arriba en la tropósfera, dadas casi por la superficie de 100 mb. Al calcular transportes, con el propósito de comprobar la validez del modelo estacionario, sólo la circulación de masa $\overline{c_n}$ será considerada; la barra denota promedio con s .

La circulación de masa fue calculada usando las secciones transversales de viento estacional de Crutcher (1961) a intervalos de 10 grados de longitud y con las cartas de viento superficial (Figs. 7, 11) para el área limitada por rectángulos discontinuos. Para un campo de presión constante es necesario que

$$\int_{\text{sfc}}^{100 \text{ mb}} \overline{c_n} dp = 0.$$

Esta condición raras veces se satisface por completo si se usan datos de viento superior climático o sinóptico ya que $\overline{c_n}$ a cualquier nivel es un pequeño residuo del orden de 1 m seg^{-1} . Por ello, deben hacerse algunos ajustes en los perfiles de c_n para satisfacer la condición de falta de circulación de masa neta a través de la frontera. Como en los trabajos previos estos ajustes fueron hechos para la alta tropósfera donde el muestreo de datos es siempre más débil.

La Fig. 13 indica la circulación de masa para el monsoon y la Fig. 14 para el alisio. El nivel de no-divergencia está cerca de 500 mb en el monsoon y casi cerca de la cima en los vientos del oeste ecuatoriales. En el alisio el nivel es aún más bajo (ver también Riehl *et al.*, 1951). Ambos perfiles indican esencialmente una estructura de dos capas en la tropósfera. La magnitud de la circulación de masa en el monsoon corresponde mucho a la asumida por Riehl y Malkus (1958) para toda la zona del corredor ecuatorial. En el alisio, la circulación de masa es mucho más débil.

El movimiento vertical, expresado como $\omega = \frac{dp}{dt}$ y mostrado en las Figs. 13-14, se obtuvo con la ecuación de continuidad de masa.

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = \text{div}_2 \nabla. \quad (4)$$

donde la divergencia $\text{div}_2 \nabla = \overline{c_n} s A^{-1}$. Aquí A es el área occidental en consideración. El movimiento descendente es del orden de 100 m día^{-1} cerca del máximo en tanto que el movimiento ascendente alcanza 300 m día^{-1} . Aunque el descenso pueda describirse como siendo más o menos uniforme sobre el área del alisio, especialmente arriba de la cubierta de nubes, el ascenso está concentrado en angostas torres convectivas. Si la velocidad ascendente característica es 5 m seg^{-1} , entonces el área ocupada por corrientes activas

considered; c_p is specific heat of air at constant pressure, T temperature, g acceleration of gravity, p pressure and z height.

MASS CIRCULATION: Integrations of equations (1-3) will be extended from bottom to top of the troposphere, closely given by the 100 mb surface. In computing transports, for the purpose of checking the validity of a stationary model, only the mass circulation $\overline{c_n}$ will be considered; the bar denotes averaging with s .

The mass circulation was computed using Crutcher's (1961) seasonal wind cross sections at 10 degree longitude intervals and from the surface wind charts (Figs. 7, 11) for the area bounded by the dashed rectangles. For a steady pressure field it is necessary that

This condition is seldom fully satisfied when using climatic or synoptic upper wind data since $\overline{c_n}$ at any level is a small residual on the order of 1 m sec^{-1} . Hence some adjustments in $\overline{c_n}$ -profiles must be made to satisfy the condition of no net mass flux through the boundary. As in previous work these adjustments were made in the high troposphere where the data sample always is weakest.

Fig. 13 shows the mass circulation for the monsoon and Fig. 14 for the trade. The level of non-divergence is near 500 mb in the monsoon, roughly near the top of the equatorial westerlies. In the trade the level is lower (see also Riehl *et al.*, 1951). Both profiles essentially indicate a two-layer structure of the troposphere. The magnitude of the mass circulation in the monsoon closely corresponds to that assumed by Riehl and Malkus (1958) for the whole equatorial trough zone. In the trade, the mass circulation is much weaker.

Vertical motion, expressed in terms of $\omega = \frac{dp}{dt}$ and also shown in Figs. 13-14, was obtained with the equation of mass continuity

where the divergence $\text{div}_2 \nabla = \overline{c_n} s A^{-1}$. Here A is the horizontal area under consideration. The sinking motion has the order of 100 m day^{-1} near the maximum, while the rising motion attains 300 m day^{-1} . Whereas the descent may be pictured as occurring more or less uniformly over the trade wind area, especially above the cloud layer, the ascent is concentrated in narrow convective towers. If the characteristic ascending velocity is 5 m sec^{-1} , then the area occupied by active updrafts will have the order of one per

hacia arriba será del orden de uno por milla en el monsoon, de acuerdo con la estimación previa de Riehl y Malkus (1958). También se tomó en cuenta la corriente descendente de nubes cúmulonimbus y la recirculación vertical.

BALANCE DE CALOR Y HUMEDAD EN EL MONSOON: Usando la atmósfera tropical media para la distribución de humedad vertical en la frontera.

$$E - P = -4.6 \times 10^{11} \text{ g seg}^{-1}$$

que da una profundidad de precipitación de 10 cm/mes debida a la entrada de humedad. Con cartas climáticas se estimó la precipitación de verano, algo incierta como es usual, en 20 cm/mes. Luego $E = 10$ cm/mes. Este valor está bien de acuerdo con el estimado para la evaporación oceánica; se implica que el 50 por ciento de la precipitación se reevapora a la atmósfera desde la superficie de la Tierra durante la propia estación monsonica. Tales valores parecen razonables, de modo que se ha obtenido una primera aproximación para el probable balance de humedad.

La divergencia de la circulación térmica sensible

$$\text{div}(h) = 0.41 \times 10^{15} \text{ cal seg}^{-1}$$

usando la atmósfera tropical media para $c_p T + gz$ en la frontera. El enfriamiento neto por radiación en la tropósfera se estimó en 1 grado C por día o $0.15 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, lo que es un valor algo incierto. Así tenemos el siguiente balance en $10^{15} \text{ cal seg}^{-1}$:

div(h)	
Radiación-Radiation	
Precipitación-Precipitation	0.66
Q_s (residual)	0.11
Balance	0.77

No puede hacerse el cálculo directo de Q_s . De lo anterior, el cociente $Q_s/Q_e = 0.36$, que es un alto valor ya obtenido para el corredor ecuatorial en el estudio de Riehl y Malkus (1958). El cociente está sujeto a la incertidumbre inherente a todos los términos del balance de calor. Sin embargo, fue posible demostrar para la zona del corredor ecuatorial, que el mecanismo de cambio térmico en la superficie del mar y de la tierra puede explicar fácilmente el valor de Q_s . En el caso del monsoon, que cubre amplias áreas terrestres elevadas y sujetas a fuerte calentamiento, un cociente alto es aún más aceptable.

BALANCE DE CALOR Y HUMEDAD EN LOS ALISIOS: Es bien sabido que la región del viento alisio es una fuente de calor latente en tanto que la zona del corredor ecuatorial es una depresión. Por ello, la divergencia de la circulación de humedad desde la región del alisio del Pacífico es positiva:

$$\text{div}(q) = 2.5 \times 10^{11} \text{ g seg}^{-1}$$

mille in the monsoon, in good agreement with the previous estimate by Riehl and Malkus (1958). Here an allowance for downdrafts in cumulonimbus clouds and vertical recycling has been made.

HEAT AND MOISTURE BALANCE IN THE MONSOON: Using the mean tropical atmosphere for the vertical moisture distribution on the boundary.

$$E - P = -4.6 \times 10^{11} \text{ g sec}^{-1}$$

yielding a precipitation depth of 10 cm/month due to moisture inflow. From climatic charts, summer precipitation is estimated, somewhat uncertainly as usual, as 20 cm/month. Then $E = 10$ cm/month. This value agrees well with that estimated of oceanic evaporation; it is implied that 50 per cent of the precipitation reevaporates into the atmosphere from the land surface during the monsoon season itself. These values appear reasonable, so that a first approximation to moisture balance probably has been obtained.

The divergence of sensible heat flux

$$\text{div}(h) = 0.41 \times 10^{15} \text{ cal sec}^{-1}$$

using the mean tropical atmosphere for $c_p T + gz$ on the boundary. Net radiation cooling of the troposphere was estimated at 1 deg. C per day or $0.15 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, a somewhat uncertain value. We then have the following balance in $10^{15} \text{ cal sec}^{-1}$:

	+	-
div(h)		0.41
Radiación-Radiation		0.36
Precipitación-Precipitation	0.66	
Q_s (residual)	0.11	
Balance	0.77	0.77

Direct evaluation of Q_s cannot be made. From the foregoing, the ratio $Q_s/Q_e = 0.36$, a high value as in the equatorial trough study by Riehl and Malkus (1958). The ratio is subject to uncertainty inherent in all the terms of the heat balance. Nevertheless it was possible to demonstrate for the equatorial trough zone that the heat exchange mechanism at the ground over sea and land can account easily for the computed Q_s . In case of the monsoon, which covers extensive elevated land areas subject to strong heating, the high ratio is even more plausible.

HEAT AND MOISTURE BALANCE IN THE TRADES: As is well known, the trade wind region is a source of latent heat, while the equatorial trough zone is a sink. Hence the divergence of moisture flux from the Pacific trade wind region is positive:

$$\text{div}(q) = 2.5 \times 10^{11} \text{ g sec}^{-1}$$

Según Jacob (1951), en las cartas de intercambio mar-aire

$$E - P = 2.7 \times 10^{11} \text{ g seg}^{-1} \text{ o } 5 \text{ cm/cm}^2/\text{mes}$$

en el área y en la estación que se han estudiado. Así se alcanzó cercanamente el balance, deduciéndose que $E = 11 \text{ cm/mes}$ si $P = 6 \text{ cm/mes}$ según cartas climáticas.

Para el balance de calor

$$\text{div}(h) = 0.13 \times 10^{15} \text{ cal seg}^{-1}.$$

Con entrada en altos niveles y salida cerca de la superficie tiene que realizarse el ingreso térmico neto, ya que la cantidad $gz + c_p T$ crece hacia arriba en la tropósfera. Además, el enfriamiento por radiación se estima en 1 grado C por día. La siguiente tabla se obtiene, así en $10^{15} \text{ cal seg}^{-1}$:

div(h)	0.13	
Radiación-Radiation		0.33
Precipitación-Precipitation	0.18	
Q_s (residual)	0.02	
Balance	0.33	0.33

En este caso, el residuo Q_s es tan pequeño como podría esperarse.

En conclusión, el balance de calor y de humedad para el monsoon y el alisio parece muy satisfactorio dentro de las limitaciones del cálculo. Desde luego, es imposible insistir en números exactos, aunque esperamos continuar mejorando en este aspecto en el futuro. Por ejemplo, las observaciones desde satélites nos permitirán eliminar las estimaciones netas de radiación. A menos que esos nuevos datos requieran mayor revisión de las componentes en los precedentes equilibrios, podemos concluir que la parte estacionaria de la circulación tropical en el verano es ampliamente auto-suficiente desde el punto de vista del balance de calor.

LIBERACIÓN DE ENERGÍA CINÉTICA: El siguiente problema consiste en averiguar si las circulaciones de masa de las Figs. 13-14 son capaces de proporcionar la liberación de energía potencial que se requiere para mantener el movimiento en los trópicos durante el verano. Esta liberación se expresa en

$$W = -\frac{R^*}{g} \iint \omega T dA d \ln p \quad (5)$$

donde R^* es la constante de gas en el aire. La forma general de esta expresión se ha derivado y es usada con muchas variantes en la literatura.

Para un cálculo de comprobación de efectividad de la sola circulación de masa ageostrofica media es necesario escoger una área para integración tal que la circulación de masa y también el trabajo de la presión causada por dicha circulación, desaparezcan en la frontera. La circulación general tropical satisface con amplitud esta condición ya que la circulación de masa es cero en el corredor ecuatorial y

From Jacob's (1951) charts of exchanges between sea and air

$$E - P = 2.7 \times 10^{11} \text{ g sec}^{-1} \text{ or } 5 \text{ cm/cm}^2/\text{month}$$

in the area season studied. With this, balance has been closely attained. It follows that $E = 11 \text{ cm/month}$ given $P = 6 \text{ cm/month}$ from climatic charts.

For heat balance

$$\text{div}(h) = 0.13 \times 10^{15} \text{ cal sec}^{-1}.$$

With inflow at high levels and outflow near the ground net heat import must take place since the quantity $gz + c_p T$ increases upward in the troposphere. Radiation cooling again is estimated as one deg. C per day. The following table then is obtained in $10^{15} \text{ cal sec}^{-1}$:

	+	-
div(h)	0.13	
Radiación-Radiation		0.33
Precipitación-Precipitation	0.18	
Q_s (residual)	0.02	
Balance	0.33	0.33

In this instance the residual Q_s is very small as would be expected.

In conclusion, heat and moisture balance for monsoon and trade appear to be quite satisfactory within computational limitations. Of course, it is impossible to insist on exact numbers, though we hope for continuing improvement in this respect from the future. For instance, satellite observations should permit us to dispense with net radiation estimates. Unless such new data should require major revision of the components in the preceding balances, we may conclude that the stationary part of the summertime tropical circulation is largely self-sustaining from the viewpoint of heat balance.

RELEASE OF KINETIC ENERGY. The next inquiry concerns the question whether the mass circulations of Figs. 13-14 are capable of providing the potential energy release required to sustain motion in the summer tropics. This release is expressed by

where R^* is the gas constant for air. The general form of this expression has been variously derived and used in the literature.

For a computation testing the effectiveness of the mean ageostrophic mass circulation alone it is necessary to choose an area for integration such that the mass circulation, hence also the pressure work done by this circulation, vanishes at the boundary. The tropical general circulation at large satisfies this condition since the mass circulation is zero at the equatorial trough and at the poleward margin of the

en el margen de los alisios hacia el polo. Para un cálculo análogo con los datos de la precedente sección, consideraremos una área en cuyo alrededor desaparezca la circulación de masa del monsoon —que representa el corredor ecuatorial— y de los alisios.

Ya que la circulación de masa en la Fig. 13 es mucho más vigorosa que en la Fig. 14, asumiremos que la Fig. 14 se refiere a una área de alisios mucho mayor que la usada realmente, por lo cual

$$-(\omega A)_{\text{monsoon}} = (\omega A)_{\text{alisios}}$$

Sucede que $A_{\text{monsoon}}/A_{\text{alisios}} = 0.32$ para el equilibrio de masa en el sistema cerrado. Con $M = -\omega A/g$, la circulación de masa vertical

$$W = R^* \int \sum_A M T d \ln p. \tag{6}$$

La suma consistirá solamente en dos valores, uno para el monsoon y otro para el alisio. Esto requiere que todo ascenso y descenso del aire sea asignado a una distribución de temperatura vertical característica para cada uno de ambos regímenes. Para tal propósito fueron seleccionados sondeos de verano medios en Calcutta e Isla Wake. La Fig. 15 muestra los dos sondeos medios expresados en términos de separación de la atmósfera tropical media. La diferencia es substancial, pues alcanza un máximo cerca de 300 mb y termina en la tropopausa.

El sondeo de Wake es intermedio a las temperaturas más calida y más fría en la Fig. 6. Debería indicar una aproximación razonable a la estructura térmica en que como promedio se produzca el descenso del alisio. El sondeo de verano en Calcutta hasta 250 mb sigue de cerca a la distribución de temperatura medida por ascenso de equipo a una constante temperatura potencial equivalente a 358 K. Las propiedades del ascenso a 1 000 mb (nivel del mar) son: $T = 28^\circ \text{C}$, R.H. = 80 por ciento y $q = 20 \text{ g/kg}$, que son valores muy moderados. Al escoger este sondeo que representa condiciones medias en la región donde la precipitación del corredor ecuatorial está concentrada, estamos empleando casi exactamente la misma distribución de temperatura usada por Riehl y Malkus (1958) para calcular el equilibrio térmico de la zona del corredor ecuatorial alrededor del globo. Este sondeo fue seleccionado, pues, a base del concepto de “torre caliente” de ascenso — la totalidad de la circulación de masa convergente se levanta en un pequeño número de corrientes ascendentes flotantes. Aplicando el concepto de torre caliente al monsoon, deberíamos postular temperaturas potenciales equivalentes a 370-380 K, tan características para los núcleos ascendentes en ella. Sin embargo, se prefirió usar una estructura térmica vertical conservadora que se aproxima a las condiciones del corredor ecuatorial en general. Así se escogió el sondeo medio de Calcutta —que corresponde al ascenso en torre caliente sobre las partes oceánicas de la zona del corredor ecuatorial.

trades. For an analogous computation with the data of the preceding section we shall consider an area around which the mass circulation of the monsoon —representing the equatorial trough— and of the trades disappears.

Since the mass circulation in Fig. 13 is much more vigorous than that of Fig. 14, we must assume Fig. 14 to hold for a much larger trade area than was actually used so that

$$-(\omega A)_{\text{monsoon}} = (\omega A)_{\text{trades}}$$

It turns out that $A_{\text{monsoon}}/A_{\text{trades}} = 0.32$ for mass balance in the closed system. Denoting $M = -\omega A/g$, the vertical mass flux,

The summation will consist of two values only, one for the monsoon and one for the trade. This requires that all ascent and descent of air is assigned to a characteristic vertical temperature distribution for each of the two regimes. For this purpose mean summer soundings for Calcutta and Wake Island were selected. Fig. 15 shows the two mean soundings, expressed in terms of departure from mean tropical atmosphere. The difference is substantial; it attains a maximum near 300 mb and vanishes at the tropopause.

The Wake sounding lies intermediate between the warmest and coldest temperatures in Fig. 6. It should provide a reasonable approximation to the temperature structure at which, in the mean, sinking in the trade takes place. The summer Calcutta sounding, up to 250 mb, closely follows the temperature distribution obtained by parcel ascent at constant equivalent potential temperature of 358 K. The 1 000 mb (sea level) properties of this ascent are: $T = 28^\circ \text{C}$, R. H. = 80 per cent, and $q = 20 \text{ g/Kg}$. These are very moderate values. In choosing this sounding, which represents mean conditions in the region where the equatorial trough rainfall is concentrated, we are employing almost exactly the same temperature distribution used by Riehl and Malkus (1958) for computing the heat balance of the equatorial trough zone around the globe. This sounding was selected then on the basis of the “hot tower” concept of ascent — the whole convergent mass circulation rises in a small number of buoyant updrafts. Applying the hot tower concept to the monsoon we should postulate equivalent potential temperatures of 370-380 K as characteristic for the ascending cores there. It is preferred, however, to make use of a more conservative vertical temperature structure which gives a closer approach to equatorial trough conditions at large. Therefore the mean Calcutta sounding —corresponding to hot tower ascent over the oceanic parts of the equatorial trough zone— was chosen.

Es interesante que por encima de 250-200 mb este sondeo se desvía hacia temperaturas potenciales equivalentes más altas, como sucede generalmente en los trópicos. Esto sugiere que por encima de 200 mb se ha muestreado aire que se elevó a temperaturas potenciales equivalentes más altas y luego se disipó lateralmente sobre una área tan amplia como la ancha corriente del este de la tropósfera. Puede agregarse que para el actual propósito de calcular la liberación de energía potencial, tales temperaturas muy cálidas carecen virtualmente de importancia, pues según las Figs. 13-14 sólo una pequeña fracción del movimiento de masa vertical pasa más allá de la superficie de 200 mb.

Representando las temperaturas de Calcutta por T_h como fuente de calor y las de Wake por T_c como fuente de frío, la ecuación (6) se transforma en

$$W = R^* \int M (T_h - T_c) d \ln p. \quad (7)$$

Al integrar

$$W = 1.24 \times 10^{11} \text{ kj seg}^{-1} \text{ o } 0.3 \times 10^{14} \text{ cal seg}^{-1}$$

Si la precipitación monsonica es la única considerada para regir la totalidad del sistema, es decir, actuando para restaurar la energía potencial, la eficiencia de conversión de calor latente en energía cinética es de 4.5 por ciento, valor bastante alto. Sin embargo, según Riehl y Malkus (1957), la precipitación a bajo nivel dentro de los alisios también contribuye a mantener en ellos la circulación. Si esta precipitación queda incluida en una área de tamaño apropiado, la liberación de calor total $LP = 1.2 \times 10^{15} \text{ cal seg}^{-1}$ y la eficiencia es de 2.5 por ciento. Aun con ese reducido valor, la eficiencia de liberación es la conversión de calor latente en energía cinética en los trópicos durante el verano y tiene la misma magnitud que la conversión de energía potencial en energía cinética por diferencias de temperatura latitudinales en los ciclones extratropicales. Por ello, las transformaciones de energía de la circulación general tropical estacionaria de verano son relativamente muy eficientes.

Para ampliar la estimación relativa a la importancia de la liberación de calor calculada para mantener el movimiento en los trópicos, estudiaremos la fuerza de circulación que puede mantener la producción de energía cinética contra la fricción sobre la superficie. Así, para equilibrar,

$$W = \int \mathbb{W}_0 \cdot \pi_0 dA, \quad (8)$$

donde \mathbb{W}_0 es el vector de viento superficial y π_0 el esfuerzo de superficie. Generalmente el esfuerzo se indica con aproximación por

$$\pi_0 = \rho_0 C_d \mathbb{W}_0 V_0, \quad (9)$$

donde ρ_0 es la densidad de superficie, C_d el coeficiente de arrastre y V_0 la velocidad de viento escalar a nivel del puente del barco. Escogemos $\rho_0 = 1.2 \times 10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$ y

It is of interest that, above 250-200 mb, this sounding deviates toward higher equivalent potential temperatures, as is generally found in the tropics. This suggests that, above 200 mb, air is sampled that has risen at much higher equivalent potential temperatures and is then spread laterally over a large area as the broad easterly current of the high troposphere. It may be added that, for the present purpose of calculating potential energy release, these very warm temperatures are virtually without importance since, in view of Figs. 13-14, only a very small fraction of the vertical mass movement passes far beyond the 200 mb surface.

Denoting Calcutta temperatures by T_h for heat source and those of Wake by T_c for cold source, equation 6 becomes

Upon integration

$$W = 1.24 \times 10^{11} \text{ kj sec}^{-1} \text{ or } 0.3 \times 10^{14} \text{ cal sec}^{-1}$$

If the monsoon precipitation alone is considered to drive the whole system, i.e. acts to restore the potential energy, the efficiency of converting latent heat to kinetic energy is 4.5 per cent, a rather high value. However, following Riehl and Malkus (1957) low-level precipitation within the trades also contributes to maintaining the circulation there. If this precipitation is included for an area of appropriate size, the overall heat release $LP = 1.2 \times 10^{15} \text{ cal sec}^{-1}$ and the efficiency is 2.5 per cent. Even with this reduced value, the efficiency of converting latent heat release to kinetic energy in the summer tropics has the same magnitude as conversion of potential energy from latitudinal temperature differences to kinetic energy in extratropical cyclones. Hence the energy transformations of the stationary tropical general circulation of summer are shown to be, relatively, quite efficient.

For a further estimate concerning the importance of the computed heat release for maintaining motion in the tropics, we shall inquire what circulation strength the kinetic energy production can maintain against friction at the ground. Then, for balance,

where \mathbb{W}_0 is the surface vector wind and π_0 the surface stress. The stress commonly is approximated by

where ρ_0 is surface density, C_d the drag coefficient and V_0 the scalar wind speed at ship's deck level. We choose $\rho_0 = 1.2 \times 10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$ and $C_d = 1.5 \times 10^{-3}$. This value

$C_d = 1.5 \times 10^{-3}$. Este valor es aplicable sobre los océanos si $\pi_0 = 1 \text{ din cm}^{-2}$ cerca de $V_0 = 7 \text{ m seg}^{-1}$. En el presente cálculo el área del viento alisio excede al área del monsoon por un factor de tres y el área del monsoon solamente es continental a medias. La relación general de la superficie oceánica a la continental es de siete a uno. Bajo tales circunstancias, el valor oceánico de C_d será considerado aplicable, ya que especialmente valores más altos de C_d sobre la tierra también ocurrirán a una densidad de superficie sustancialmente menor que sobre el océano.

Con tales aproximaciones,

$$W = 1.8 \times 10^{-6} \int V_0^3 dA$$

que dan una velocidad de r.m.c. de 11 m seg^{-1} o 22 nudos para V_0 . Es un valor muy alto y comparable al valor real de 7 mps para el área del Pacífico registrada en el *Atlas de Climas Marinos del Mundo* (U. S. Navy, 1956). Si, como se asume frecuentemente, la disipación interna de energía cinética debida a la fricción iguala a la disipación de frontera, V_0 (r.m.c.) = 8.5 m seg^{-1} , todavía muy por encima del valor oceánico real.

CONCLUSION

Según los precedentes cálculos de orden de magnitud es muy posible que la circulación tropical estacionaria pueda mantener sus equilibrios térmico y de temperatura y también que pueda mantener la energía cinética contra la fricción. No se encontró requisito obvio para transformaciones de energía por "remolinos" o para mantener la circulación tropical forzada desde regiones extra-tropicales. Sin embargo, otra vez debe señalarse que el cálculo tuvo un objetivo limitado, es decir, obtener una primera aproximación del papel de las circulaciones de masa medias en la circulación general tropical de verano. No se hizo una investigación de los transportes de "remolinos" estacionarios —causados por selección de fronteras— o de transportes por remolinos que dependen del tiempo. Sin duda, el último tipo de transporte deberá considerarse en el estudio de variaciones anuales de la fuerza las circulaciones medias.

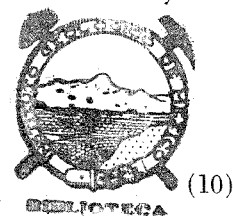
Asumiendo que los cálculos de este trabajo representen adecuadamente la circulación general tropical de verano, queda por investigarse después de un problema evidente relativo a las razones que permiten la existencia de circulaciones generales estacionarias en los trópicos, ya que según observaciones, la circulación general fuera de los trópicos tiene carácter no-estacionario.

AGRADECIMIENTO

Esta investigación fue realizada por contratos entre el Departamento de la Defensa y el United States Weather Bureau con la Universidad del Estado de Colorado.

is applicable over oceans if $\pi_0 = 1 \text{ dyn cm}^{-2}$ at about $V_0 = 7 \text{ m sec}^{-1}$. In the present computation the trade wind area exceeds the monsoon area by a factor of three, and the monsoon area is only half continental. The overall ratio of oceanic to continental surface is seven to one. Under these circumstances, the oceanic value of C_d will be considered applicable, especially since the higher values of C_d over land also occur at substantially lower surface density than over the ocean.

With these approximations,



yielding an r.m.c. velocity of 11 m sec^{-1} or 22 knots for V_0 . This is a very high value and compares with the actual value of 7 mps for the Pacific area, obtained from the *Marine Climatic Atlas of the World* (U. S. Navy, 1956). If, as often assumed, the internal dissipation of kinetic energy due to friction equals the boundary dissipation, V_0 (r.m.c.) = 8.5 m sec^{-1} , still well above the actual oceanic value.

CONCLUSION

From the preceding order of magnitude computations it is quite plausible that the stationary tropical circulation can maintain its heat and moisture balance, and that it also can maintain the kinetic energy against friction. No obvious requirement for energy transformations by "eddies" or for maintenance of the tropical circulation by forcing from extra-tropical regions has been found. It should be emphasized again, however, that the calculation only had a limited aim, namely to obtain a first approximation to the role of mean mass circulations in the tropical general circulation of summer. No investigation of stationary "eddy" transports —arising from the choice of boundaries— or of time dependent eddy transports has been conducted. Undoubtedly, the latter class of transport must be considered in studies of the year-to-year variations in the strength of the mean circulations.

Assuming that the calculations given in this paper adequately represent the tropical general circulation of summer, an evident problem next to be investigated concerns the reasons which allow stationary general circulations to exist in the tropics while, from observations, the general circulation outside the tropics has non-stationary character.

ACKNOWLEDGEMENT

This research was performed under contracts between the Department of the Army and the United States Weather Bureau with Colorado State University.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAPHY

- ALAKA, M. A. 1958. A Case Study of an Easterly Jet Stream in the Tropics. *Tellus*, 10:24.
- BIGELOW, F. H. 1904. Results of the Nephoscope Observation in the West Indies during the Years 1899-1903. *Mo. Wea. Rev.*, 32:166.
- CRUTCHER, H. L. 1961. Meridional Cross Sections: Upper Winds over the Northern Hemisphere. *U. S. Department of Commerce, Weather Bureau, Tech. Paper No. 41*. (Washington, D. C.).
- FICKER, H. 1936a. *Veröff. Meteor. Inst.* (Berlin), Vol. 1, No. 4.
- 1936b. *Preussische Akad. Wiss., Phys. Math. Kl.* (Berlin), No. 11.
- FLOHN, H. 1963. (In preparation).
- GEORGI & SEILKOPF, 1926. *Archiv d. Deutschen Seewarte*, 17, Vol. 33.
- JACOBS, W. C. 1951. The Energy Exchange between Sea and Atmosphere and some of its Consequences. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. California*, 6:27.
- KOTESWARAM, P. 1958. The Subtropical Jet Stream of Summer. *Tellus*, 10:43.
- KRISHNAMURTI, T. N. 1961a. The Subtropical Jet Stream of Winter. *Jour. Meteor.*, 18:172.
- 1961b. On the Role of the Subtropical Jet Stream of Winter in the Atmospheric General Circulation. *Jour. Meteor.*, 18:657.
- NEIBURGER, M. 1960. The Relation of Air Mass Structure to the Field of Motion over the Eastern North Pacific Ocean in Summer. *Tellus*, 11:21.
- PALMÉN, E. 1955. On the Mean Meridional Circulation in Low Latitudes of the Northern Hemisphere in Winter and the Associated Meridional and Vertical Flux of Angular Momentum. *Soc. Sci. Fennica Comm., Phys.-Math.*, 17 (No. 8).
- PALMÉN, E., H. RIEHL, & L. A. VUORELA. 1958. On the Meridional Circulation and Release of Kinetic Energy in the Tropics. *Jour. Meteorology*, 15:271.
- PALMÉN, E. & L. A. VUORELA. 1963. On the Mean Meridional Circulations in the Northern Hemisphere during the Winter Season. *Quart. Jour. Royal Meteor. Soc.*, 89:131.
- RIEHL, H. 1950. On the Role of the Tropics in the General Circulation of the Atmosphere. *Tellus*, 2:1.
- 1954. *Tropical Meteorology*. New York (McGraw Hill Book Co.), 392 pp.
- RIEHL, H., T. C. YEH, J. S. MALKUS & N. E. LASEUR. 1951. The Northeast Trade of the Pacific Ocean. *Quart. Jour. Royal Meteor. Soc.*, 77:598.
- RIEHL, H. & J. S. MALKUS, 1957. On the Heat Balance and Maintenance of Circulation in the Trades. *Quart. Jour. Royal Meteor. Soc.*, 83:21.
- 1958. On the Heat Balance in the Equatorial Trough Zone. *Geophysics*, 6:503.
- STONE, R. M. 1942. On the Mean Circulation of the Atmosphere over the Caribbean. *Bull. American Meteor. Soc.*, 23:4.
- U. S. NAVY. 1956. *Marine Climatic Atlas of the World, Vol. II: North Pacific Ocean*. Washington, D. C. (U. S. Government Printing Office), 1 vol., il.
- U. S. NAVY JOINT TASK FORCE SEVEN. 1961. *Mean Monthly Upper Tropospheric Circulation over the Tropical Pacific during 1954-1959*. Volume 4:1956. University of Hawaii, Meteorological Center, Honolulu, H. I.