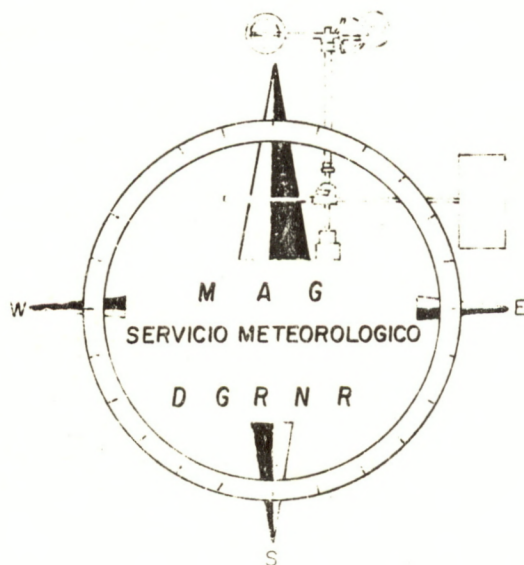


MINISTERIO DE AGRICULTURA Y GANADERIA

DIRECCION GENERAL DE RECURSOS NATURALES RENOVABLES

SERVICIO METEOROLOGICO



PUBLICACION TECNICA No.18

MANUAL DE ANALISIS Y PRONOSTICO
EN LOS TROPICOS

POR M.S. LEOPOLDO REYES RIVERA

SAN SALVADOR

JULIO 1977

METODOS DE ANALISIS Y PRONOSTICO EN LOS TROPICOS

Por: Leopoldo Reyes Rivera

INTRODUCCION:

Practicamente la predicción meteorológica descansa en la exitosa aplicación de las leyes de la hidrodinámica y termodinámica al fluido atmosférico. Evidentemente no ha sido sino hasta en los últimos tiempos, que con el desarrollo tecnológico de los computadores de gran velocidad, el pronóstico numérico ha proporcionado resultados satisfactorios. Se ha resuelto por métodos iterativos, complicados sistemas de ecuaciones diferenciales que describen el comportamiento de atmósferas similares a la atmósfera real.

El meteorólogo dinámico estará muy satisfecho de que sus modelos numéricos describan adecuadamente nuestra atmósfera, es decir, que los pronósticos de los diferentes campos, tales como viento, temperatura, humedad, vorticidad, etc. sean bastante similares a los observados. Sin embargo el meteorólogo sinóptico tiene que deducir de ello el tiempo significativo que tendrá en el área de su responsabilidad, lo que no es inmediato ni uniforme en todos los casos. Particularmente en los trópicos, los fenómenos de la pequeña escala, como ha sido enfatizado por muchos investigadores (Riehl and Malkus (1958), Reed and Recker (1971)) juegan un papel

preponderante de interacción con fenómenos de escala sinóptica y en el balance de muchas propiedades en la gran escala.

El presente trabajo trata, después de describir en sus aspectos generales los fenómenos de la escala sinóptica y de la meso-escala, de presentar en una forma coordinada los diferentes métodos de análisis y pronóstico en los trópicos y en particular para Centro América, que puedan servir de guía para la determinación del tiempo significativo.

SISTEMAS SINOPTICOS EN LOS TROPICOS

a) Ondas en los Estes

Las corrientes de la atmósfera más permanentes son los Oestes de las latitudes medias y los Estes tropicales llamados también Alisios, los que presentan perturbaciones ondulatorias como una respuesta al intercambio de energía calorífica y de otras propiedades entre los trópicos y las latitudes altas.

Relativamente las Ondas del Oeste han recibido mayor atención que las Ondas del Este en la literatura científica. Sin embargo el creciente interés hacia la meteorología tropical ha hecho en los últimos años que este tema sea un tópico de una mayor investigación.

Con relación a la dinámica de las Ondas del Este, Riehl (1954), hizo un tratamiento completo de estas ondas usando el teorema de la conservación de la vorticidad potencial.

Este teorema establece que $\zeta + f = \text{constante}$, donde f es el parámetro de Coriolis, ζ es la vorticidad relativa y Δp es la diferencia de presión entre base y tope de la columna considerada. El consideró un sistema de líneas de corriente sinusoidales como el mostrado en la Fig. 1. Aquí las partículas que se mueven hacia el Norte en la porción Este están yendo hacia latitudes mayores y en consecuencia incrementando f . Si Δp permanece constante ζ tiene que disminuir y eventualmente hacerse anticiclónica. Si ahora las partículas de los niveles bajos se mueven hacia el Oeste más rápidamente que la onda misma, ellas alcanzarán la línea de vaguada. Por consiguiente se estarán moviendo a una región donde la curvatura ciclónica es mayor que donde se encontraban inicialmente. Si los términos de curvatura hacen la mayor contribución a la vorticidad relativa y sus cambios, la vorticidad relativa de las partículas aumenta. Puesto que f y ζ aumentan, Δp debe aumentar también para satisfacer la conservación de vorticidad potencial. Bajo estas circunstancias es imposible una onda no divergente en el flujo del Este. Debe existir convergencia al Este de la vaguada. Así mismo las partículas que adquieren curvatura anticiclónica al Oeste de la vaguada, ζ disminuye y también f . En consecuencia Δp también disminuye lo que significa que debe haber divergencia.

Si la corriente básica se mueve más despacio que la onda, cuñas y vaguadas invaden aire situado inicialmente a su Oeste. Las columnas de aire se mueven entonces hacia el Sur por delante de la vaguada

y hacia el Norte por detrás en trayectorias curvadas anticiclónicamente.

La distribución vertical de la divergencia horizontal dependerá de la distribución vertical de la corriente básica en relación a la velocidad de la onda.

En el caso del perfil de velocidades (a) de la Fig. 2, en niveles bajos la velocidad de la corriente básica es mayor que la velocidad de la onda, dando convergencia al Este y divergencia al Oeste de la vaguada; en niveles altos, donde la velocidad de la corriente básica es menor que la velocidad de la onda, habrá divergencia al Este y convergencia al Oeste de la vaguada.

El movimiento vertical será por lo tanto ascendente al Este y descendente al Oeste de la vaguada.

De acuerdo con Grandoso (1970) esta distribución de divergencia y movimiento vertical resulta modificada cuando la amplitud de la onda se amortigua al Norte y al Sur de una línea de corriente de máxima amplitud. En algún punto del eje de vaguada aparecerá un máximo de velocidad del viento y la distribución horizontal de la vorticidad relativa estará dada por la cortante horizontal del viento, además de la curvatura de las líneas de corriente. La intensidad de la convergencia, movimiento vertical y convección variarán rápida-

mente de Sur a Norte a través del eje de máxima velocidad de viento.

El resultado final para un perfil de velocidades como el (a) de la Fig. 2, será una concentración del movimiento vertical ascendente y convección intensa al Este de la vaguada y hacia el lado ecuatorial del eje de máxima velocidad del viento.

El perfil de velocidad del flujo básico indicado por la curva (b) de la Fig. 2 corresponde al caso en que el flujo del Este es más lento que la velocidad de la Onda en niveles bajos y más rápido en niveles altos. En este caso habrá divergencia al Este de la vaguada abajo y convergencia arriba, y al Oeste de la vaguada habrá convergencia abajo y divergencia arriba. En este caso habrá movimiento ascendente y mal tiempo al Oeste de la vaguada, resultando ser una onda retrógrada. (Ver Fig. 3).

El caso de la onda estacionaria es un caso límite entre ambas situaciones y el mal tiempo puede estar a ambos lados de la vaguada, siendo éste el caso más comunmente observado en El Salvador.

b) Asíntotas.

Matemáticamente una asíntota es una línea hacia la cual gradualmente se acerca otra alcanzándola en el infinito. En hidrodinámica éstas son líneas singulares en el campo de flujo definidas

como una línea de corriente hacia la cual confluyen o difluyen las líneas de corriente vecinas.

En el primer caso se trata de una asíntota de confluencia, llamada también asíntota negativa, y en el segundo asíntota de difluencia o asíntota positiva.

Cuando la divergencia horizontal se expresa en coordenadas naturales, ésta resulta depender de la confluencia de las líneas de corriente y de la variación de la velocidad del flujo en el sentido del flujo. Resulta así que una asíntota de confluencia no necesariamente es convergente, ni una de difluencia divergente. Cuando hay confluencia en las líneas de corriente y al mismo tiempo una disminución de la velocidad del flujo en el sentido de las líneas de corriente, entonces el sistema es convergente. Cuando hay difluencia en las líneas de corriente y al mismo tiempo un aumento de la velocidad del flujo en el sentido de las líneas de corriente, entonces el sistema es divergente. En el primer caso es de esperar que asociado a la convergencia exista una banda de mal tiempo a lo largo de la asíntota si el aire es condicionalmente inestable. En el segundo caso no existe tiempo significativo debido a la subsidencia. Combinaciones de confluencia y aumento de velocidad o difluencia y disminución de velocidad resultarán con el signo de la contribución más predominante. Los frentes fríos que se internan en latitudes tropicales se manifiestan con frecuencia como asíntotas negativas después de haber perdido la característica de frentes en el campo de densidad.

c) Frentes fríos y Cuñas Anticiclónicas

Los conceptos de frentes fueron introducidos en la literatura meteorológica por J. Bjerkness en 1918 y desde entonces han sido objeto de mucho estudio por varios investigadores. Según Petterssen (1956), una superficie frontal es una superficie inclinada de discontinuidad o zona de transición entre dos masas de aire de diferente densidad, y el término frente, la intersección de esta superficie frontal con la superficie terrestre.

Los fenómenos asociados con frentes y cuñas son simplemente el resultado de la tendencia de la atmósfera hacia un balance de radiación. En alguna forma tiene que haber un transporte de calor y momento desde latitudes tropicales hacia latitudes altas. Parte de este transporte es realizado por la circulación de la célula de Hadley que se ha demostrado existir en los trópicos; pero mucho más importante es el transporte que se realiza a través de los ciclones y anticiclones migratorios. Las circulaciones de estos sistemas transportan aire caliente hacia latitudes altas y aire frío hacia bajas latitudes. Aunque los ciclones y anticiclones migratorios son los sistemas que gobiernan principalmente el tiempo en latitudes medias, éstos suelen invadir en la estación invernal las latitudes tropicales y dejar sentir sus influencias.

En lo que respecta a nuestra región son sólo los frentes fríos y las cuñas de alta presión las que suelen provocar algún tiempo significativo. En casos muy extremos se presentan vaguadas asociadas

a ciclones extratropicales, que logran perturbar la zona de convergencia intertropical.

Los frentes fríos al ingresar al Golfo de México ya no se manifiestan como en latitudes medias, el gradiente de temperatura se hace menos pronunciado así como el gradiente de densidad, presentándose una amplia franja de transición entre las dos masas de aire. El campo de viento asociado presenta la configuración de una asíntota negativa y otra positiva, dependiendo de la variación del campo de velocidades para que la asíntota de confluencia sea además convergente y estar asociados a una banda de mal tiempo.

Independiente de tal circunstancia al comenzar a soplar el Norte en la Costa Atlántica de Centro América se produce un ascenso forzado sobre las cadenas montañosas. La masa de aire que ha ganado vapor de agua en su trayecto sobre el Golfo de México, con el ascenso orográfico produce una extensa nubosidad con precipitaciones asociadas. La masa de aire al continuar su trayecto llega a la Costa del Pacífico con una humedad muy reducida, manifestándose acá sólo un viento rafagoso y un descenso de las temperaturas ambientales.

A este momento ya está configurada una cuña anticiclónica sobre el área que es el sistema que gobierna la situación de "Nortes".

La Fig. 4 presenta la situación sinóptica correspondiente al día 20 de diciembre de 1973 a las 18:00 Z, que presenta la configuración característica del campo de presión para el inicio de una situación de Nortes.

d) Ciclones Tropicales

En su forma más general un ciclón es un sistema de baja presión en el cual los vientos circulan en el sentido contrario a las agujas del reloj (en el Hemisferio Norte). Su clasificación en tropicales y extratropicales obedece al hecho de que los primeros derivan su energía del calor latente liberado en la condensación, y los segundos de la energía potencial resultante del contacto de dos masas de aire de diferente densidad, una fría y otra caliente.

De acuerdo a la intensidad de los vientos, los ciclones tropicales se clasifican en Depresiones Tropicales, Tempestades Tropicales y Huracanes.

Son Depresiones Tropicales si el viento es menor de 34 nudos, Tempestades Tropicales si el viento es mayor de 34 nudos pero menor de 64 nudos, y Huracanes si el viento es mayor de 64 nudos.

Los ciclones tropicales pueden afectar el istmo centroamericano directa o indirectamente. Los que se forman en el Atlántico son el resultado de una profundización de una vaguada en el flujo del Este, y en su evolución pueden llegar a ser tempestades tropicales o huracanes. La vaguada asociada a tales sistemas organiza sobre el lado Pacífico del istmo un flujo del Sureste que aparte de provocar un transporte de aire caliente y húmedo, provoca también un acercamiento de la Zona de Convergencia Intertropical, y

en el litoral del Pacífico se producen lluvias de la misma magnitud que las ocurridas en el ciclón tropical, o mayor según Grandoso (1976) para períodos mayores de un día. Se ha observado que la zona de mayor actividad está por detrás de la vaguada, lo cual es comprensible por el efecto orográfico que resulta con el flujo organizado en capas bajas. De modo que el pronóstico tiene que basarse en el desplazamiento de la vaguada. Lamentablemente no se dispone de un modelo numérico operacional que nos indique en los trópicos el desplazamiento de estos sistemas. Naturalmente que este desplazamiento depende de la variación del viento con la altura, de las características geométricas de la onda y de otros factores que hacen difícil su predicción, porque así mismo también el tiempo significativo va a depender de la magnitud del flujo y por consiguiente también se requiere una predicción del campo de movimiento. No se puede entonces establecer reglas sobre el movimiento de la vaguada, cada caso será específico y en particular hay que ver que flujo se tiene en altura ya que en gran medida la vaguada será desplazada por éste.

Se dan casos en que los efectos indirectos pueden ser de tal magnitud de provocar una circulación ciclónica independiente en la zona de convergencia intertropical y tenerse efectos directos de depresiones tropicales en el litoral Pacífico Centroamericano.

Afortunadamente cuando esto ocurre los sistemas no pasan de ser depresiones tropicales y los daños que se observan son principalmente por las lluvias abundantes y no por vientos fuertes.

LUIS ALONSO SARAIVA G.
Ing. Agrónomo

Los ciclones tropicales que se forman en el Atlántico pueden en ciertos casos tocar tierra firme en Centro América y eventualmente cruzar el istmo. La Costa Atlántica de Honduras es la más frecuente a estos efectos. Los Huracanes Francelia y Fifi son los más recientes que han afectado la Costa Atlántica de Honduras.

e) Zona de Convergencia Intertropical.

Se llana así en la literatura meteorológica a la confluencia de los Alisios de ambos hemisferios. Los alisios son climatológicamente persistentes de tal modo que al promediar en el tiempo la circulación vertical para un meridiano en particular, encontramos una bien definida circulación con convergencia y ascenso en el Ecuador térmico y descenso y divergencia en las regiones subtropicales. Esta circulación se denomina en la literatura como la "Célula de Hadley" en honor a uno de sus primeros investigadores.

Esta convergencia intertropical está asociada a lo que se denomina como vaguada ecuatorial, sin embargo, los efectos orográficos, la distribución de tierra y continentes, orientación de costas, etc., no hace de ellos una relación única y es muy común observar en las fotografías de Satélite una variación significativa de la actividad convectiva a lo largo de esta región.

Reyes (1977) ha señalado en un estudio reciente, que aparte de existir circulaciones meridionales existen también circulación

Este- Oeste tan importante como las primeras y efectivas como mecanismos de transporte y conversión de energía y otras propiedades, y explicativas de las áreas de poca actividad a lo largo de la zona de Convergencia Intertropical.

El enfatiza que la explicación del régimen de lluvia en Centro América debe buscarse en la variación estacional del campo del potencial de velocidad, que nos da una descripción muy clara del viento irrotacional, o sea el viento que nos indica la convergencia horizontal de masa.

La Zona de Convergencia Intertropical no es la causa principal de la lluvia en nuestra área. Esta se acerca a tierra firme únicamente cuando es perturbada por un sistema de vaguada produciendo una actividad aumentada de tormentas eléctricas con fuertes aguaceros seguidos de una actividad de lluvias prolongadas. En otros casos puede formarse una depresión tropical para producir una situación atemporalada o temporal. La principal fuente de convergencia es entonces producida en planos Este- Oeste por la inestabilidad del flujo del Este.

III. FENOMENOS DE MESOESCALA

En la atmósfera se da una gran variedad de escalas de movimiento que van desde el movimiento molecular hasta el movimiento planetario. Con excepción del movimiento molecular, la Hidrodinámica nos proporciona un sistema de ecuaciones que nos describen todas las escalas de movimiento en la atmósfera. El problema justamente estriba en la solución de estas ecuaciones por su carácter no lineal y las condiciones de contorno no bien determinados del fluido atmosférico.

Al hacer un análisis de escala para movimientos de escala sinóptica en latitudes medias, los términos dominantes en la ecuación de movimiento son la fuerza de Coriolis y la fuerza del Gradiente de Presión. Cuando se desprecia el resto de los términos tenemos lo que se denomina la aproximación geostrofica. Como aquí se ha despreciado el término de aceleración, no es posible predecir la evolución del movimiento. Por esta razón sólo es factible hacer un diagnóstico del movimiento en base al campo de presión. Se requiere entonces conocer el campo de presión con una resolución que se ajuste a la escala sinóptica.

La longitud característica de esta escala es del orden de 10^8 cms. por lo que una separación de 500 Kms. entre estaciones meteorológicas cubre muy adecuadamente este requerimiento. Los disturbios de escala sinóptica tiene además una duración que puede ir

desde un día a unas dos semanas, de modo que ocho observaciones diarias describen adecuadamente su evolución en el tiempo. Ejemplos de estos sistemas son los ciclones y anticiclones migratorios de latitudes medias. En los trópicos no hay tal balance entre la fuerza de Coriolis y la fuerza del Gradiente de Presión, dado que la fuerza de Coriolis tiende a cero a medida que nos acercamos al Ecuador.

Así el campo de presión no nos describe adecuadamente el movimiento en los trópicos para disturbios de escala sinóptica; pero aún más, los disturbios de escala sinóptica son menos frecuentes y practicamente lo que gobierna el tiempo son fenómenos de mesoescala, que es una escala menor en longitud y tiempo, requiriéndose en principio una Red Meteorológica más densa y una mayor frecuencia en las observaciones. La red de estaciones meteorológicas se ha diseñado para satisfacer los requerimientos de los movimientos de escala sinóptica y aunque en algunas partes es suficientemente densa, no cubre las necesidades de la mesoescala.

Al considerar esta escala de movimiento resultan importantes términos como el de advección, término no lineal. Es decir que se precisa no sólo el valor del viento sino también sus derivadas, haciendo imposible la determinación del campo a esta escala. Es decir que el tratamiento que los fenómenos de la pequeña escala pueden recibir tiene que ser esencialmente cualitativo y descriptivo en sus aspectos más generales.

Es comunmente aceptado que existe interacción entre las diferentes escalas de movimiento. Esto ha sido objeto de mucho estudio y justamente la introducción de los efectos de la pequeña escala en los disturbios de la gran escala en función de ésta, ha recibido el nombre de parametrización. El reciente experimento tropical del GARP en el Atlántico tuvo como objetivo principal la recolección de suficiente información de la pequeña escala para corregir los modelos numéricos existentes que incluyen estos efectos.

Podemos ver entonces que desde un punto de vista operativo sólo es posible resolver los movimientos de escala sinóptica y que éstos pueden ser mejorados mediante la parametrización de la pequeña escala, que consiste en expresar estos efectos en función de la gran escala. Sin embargo trataremos en forma cualitativa los fenómenos de la mesoescala.

a) Agregados Nubosos

Esta terminología ha aparecido en la literatura meteorológica por razón de las fotografías de satélites. Estas han permitido la clasificación de los disturbios de la pequeña escala desde los Cúmulos individuales a los agregados nubosos. En el Experimento Tropical del GARP en el Atlántico se diseñaron redes de observación para determinar los movimientos en todas estas escalas.

Los agregados nubosos están dentro de una escala que va desde 100 Kms. a los 1000 Kms., aparecen en las fotografías de satélite como una sólida masa blanca en general asociados con capas de cirrus.

Williams (1970) en un estudio reciente encontró que estos agregados nubosos normalmente están asociados a una forma de movimiento ondulatorio débil. Estos agregados nubosos parecen ser la forma más característica de actividad en la zona de convergencia intertropical, y son de hecho el paso previo de organización a disturbios de mayor escala como son las depresiones tropicales. La formación, movimiento y evolución de los agregados nubosos no es posible si no se dispone de equipos receptores de imágenes proporcionados por satélites.

b) Tormentas Locales y Severas

La escala de los Cúmulos individuales es del orden 1 a 10 Kms. en esta escala ya pueden ocurrir chubascos. La organización de estas células convectivas en líneas, anillos o bandas forma lo que se denomina estrictamente la Mesoescala que va de los 10 a los 100 Kms. Es en esta escala en que se dan tormentas muy severas en los trópicos que con una duración total de 2 a 3 horas pueden llegar a producir hasta 200 milímetros en un lugar determinado, y a escasos 50 Kms., la lluvia puede ser insignificante. La ocurrencia de estos fenómenos está asociada de hecho a disturbios en la escala sinóptica como ser las vaguadas en el Flujo del Este, es decir que siempre que ocurren hay una perturbación de esta naturaleza en la escala sinóptica, pero no siempre ocurre lo contrario. La formación, movimiento y evolución de estos sistemas es grandemente influenciado por las condiciones orográficas, y como hemos señalado la Meteorología Operativa no resuelve este tipo de fenómenos. Es indudable que el problema del pronóstico

tiene que afrontarse con equipos de radar. Aquí la forma más inmediata de análisis es la persistencia. Se puede detectar la formación de los ecos, su desplazamiento, su evolución, y el pronóstico a corto plazo es en gran medida muy satisfactorio. Los radares pueden explorar los sistemas tanto horizontal como verticalmente, y por las dimensiones del disturbio así como la brillantez del eco es factible tener una medida de la intensidad de precipitación.

IV. METODOS DE ANALISIS

a) Superficie

A pesar de que el campo de presión no responde adecuadamente al tiempo en los trópicos, a menos que se trate de disturbios de escala sinóptica, la distribución de presión al nivel del mar es la carta básica analizada en la mayoría de los países tropicales.

El propósito de un análisis es proporcionar un estado inicial que sirva de base para determinar un estado futuro de la atmósfera.

En este sentido cabe señalar que es el campo de la divergencia horizontal el que determina el movimiento vertical, que a su vez está íntimamente relacionado con el tiempo significativo. Como el análisis de la presión no nos describe el campo de la divergencia, es necesario recurrir a un análisis que por lo menos cualitativamente nos lo describa. Cuando se estudia la divergencia en coordenadas naturales se ve que está determinada por la confluencia o difluencia de las líneas de corriente y por la variación del viento en el sentido del flujo.

Resulta obvio entonces que necesitamos disponer de un análisis de líneas de corriente y de isotacas para la determinación cualitativa de la divergencia y por consiguiente del movimiento vertical asociado. Esta relación está determinada por la ecuación de conservación de masa que en el sistema x, y, p, t viene expresada por:

$$\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial w}{\partial p} = 0$$

De modo que integrando entre dos superficies isobáricas en donde está determinada la divergencia, y conociendo el valor de la velocidad vertical w de una de ellas, ésta se puede determinar en la otra superficie isobárica.

En análisis numérico este método de determinación del movimiento vertical es llamado Cinemático. Sin embargo la intención de este análisis es el de mostrar las áreas de convergencia y divergencia que al tratarse de niveles bajos estarán relacionadas con movimiento ascendente y descendente respectivamente.

Una línea de corriente es aquella que siempre es tangente al vector velocidad. El método operacional de análisis será el de trazar esas líneas sobre los vientos ploteados manteniendo la línea tangente a los vectores. Reyes (1970) ha descrito este método en detalle, sugiriendo además técnicas para el trazado de isotacas. Habrá convergencia en aquellas regiones donde existe confluencia de las líneas de corriente y la velocidad del viento dis-

minuye en el sentido del flujo. Y divergencia donde haya difluencia y el viento aumente en el sentido del flujo.

En otras regiones donde no se den estos casos el signo de la divergencia dependerá de cuál es la contribución predominante, y por consiguiente no se puede determinar a menos que se disponga de un análisis numérico.

El análisis de líneas de corriente a utilizar debe ser aquél que esté libre de las influencias orográficas y se recomienda un análisis con vientos a 1 kilómetro sobre áreas continentales y vientos de superficie sobre el Océano.

b) Altura

Algunos países en los trópicos combinan líneas de corriente con contornos de altura en las cartas de niveles superiores, usando líneas de corriente para las zonas tropicales y contornos fuera de los trópicos. Generalmente el cambio se hace alrededor de la latitud 20° , pero no hay un criterio uniforme acerca de esta latitud, ya que en algunos Centros Meteorológicos se dibujan exclusivamente líneas de corriente.

Ya se señaló que la conveniencia de este análisis estriba en primer lugar en la facilidad de detectar áreas de convergencia y divergencia en forma cualitativa, y en segundo lugar, la ausencia de un equilibrio geostrófico en regiones tropicales hace que el campo de presión no sea útil para describir el campo de movimiento como en latitudes medias.

Un análisis de líneas de corriente contiene los siguientes aspectos principales:

- i) Circulaciones ciclónicas o anticiclónicas
- ii) Puntos singulares
- iii) Puntos neutros
- iv) Asíntotas

En las circulaciones ciclónicas las líneas de corriente convergen en forma espiralada hacia el Centro del Ciclón como lo indica la Fig. 5, en las circulaciones anticiclónicas las líneas de corriente divergen desde el centro, también en forma espiralada, tal como se indica en la Fig. 6.

Los puntos singulares son justamente los centros de las circulaciones ciclónicas o anticiclónicas donde son simultáneas muchas direcciones con una velocidad igual a cero. Los puntos neutros son aquellos formados por la intersección de una asíntota de convergencia con una asíntota de divergencia, como el señalado como A en la Fig. 7.

Para el análisis de los niveles superiores, también se pueden preparar las siguientes cartas:

- i) Cartas de espesores y viento térmico
- ii) Cortes verticales - temporales
- iii) Cartas de la cortante del viento

Las cartas que muestran la cortante son de considerable interés en los trópicos. Se demuestra que la velocidad vertical en el tope de la capa límite es proporcional a la vorticidad relativa de los vientos de superficie. Este movimiento vertical es el resultado de la convergencia en la capa límite y como la vorticidad está dada esencialmente por la cortante del viento, resulta obvio considerar que la nubosidad esté relacionada con la cortante vertical del viento.

Las depresiones tropicales no se intensifican a menos que la cortante vertical del viento sea pequeña. Debe ser menor que aproximadamente 20 nudos entre 200 mb y los vientos de superficie para condiciones favorables de intensificación. Una carta que muestre la cortante vertical del viento es así útil en eliminar áreas donde no ocurra intensificación.

V. METODOS DE PRONOSTICO

a) Predicción Numérica

Es difícil usar la ecuación de vorticidad en los trópicos en predicción numérica por el hecho de no cumplirse el balance geostrófico en bajas latitudes. Para solucionar este problema Vanderman et. al. (1966) reemplazaron el campo de contornos por el de la función corriente ψ que representa la parte no divergente del viento. Asumiendo que $\nabla \approx \nabla_{\phi}$

la ecuación de vorticidad es:

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) + \nabla_{\phi} \cdot \nabla (\nabla^2 \psi + f) = 0$$

Esta ecuación puede resolverse como un problema de valores de contorno para $\frac{\partial \psi}{\partial t}$ (boundary value problem) y puede obtenerse un pronóstico para el campo de la función corriente. Los resultados, sin embargo no han sido alentadores. Vanderman y Collins (1967) reportan tan sólo una poca mejora en la persistencia por este método. En un modelo barotrópico, la energía interna y potencial no puede convertirse en energía cinética. Consecuentemente tales modelos predicen el movimiento de los sistemas de presión pero no su cambio en intensidad. Esta es una limitación bastante severa.

Para resolver esta situación se están desarrollando modelos baroclínicos de ecuaciones primitivas para describir las circulaciones de bajas latitudes en una atmósfera estratificada. Se ha alcanzado un gran número de resultados satisfactorios en los años recientes, sin embargo solo nos referimos a unos pocos aspectos sobresalientes del trabajo reciente en este campo.

Los modelos de ecuaciones primitivas son sensibles a la exactitud de la información inicial, debido a que los términos de aceleración representan una pequeña diferencia entre dos fuerzas casi balanceadas. Ellas son la fuerza de Coriolis y la fuerza del Gradiente del campo de presión. El campo geopotencial puede observarse con razonable exactitud en regiones donde hay información adecuada en niveles superiores, pero los vientos observados están a menudo en errores del 10 al 20 %. Como la fuerza de Coriolis es medida por la magnitud del viento, los errores en el viento y geopotencial con-

ducen a grandes errores iniciales en los términos de aceleración.

Estos errores no sólo conducen a pobres estimaciones de tendencias iniciales de presión y velocidad, sino que también excitan ondas de gravedad de gran amplitud que rápidamente hacen el pronóstico poco realístico.

En muchos experimentos con modelos de ecuaciones primitivas, los vientos iniciales se obtienen del geopotencial observado resolviendo la ecuación de balance lineal. Los vientos determinados de esta manera están en balance gradiente con el geopotencial y además son no divergentes. Charney (1955), Hinkelman (1951) y Smagorinsky et. al. (1965), han sugerido vientos iniciales no divergentes porque esto frena el desarrollo de las ondas de gravedad de gran amplitud.

Por otra parte Phillips (1960) demostró que es posible retener alguna divergencia inicial en la integración numérica de las ecuaciones primitivas.

Estos resultados han encontrado una amplia aplicación en los últimos trabajos sobre modelos numéricos.

Falkovich (1967, 1971) diseñó un esquema numérico para un modelo de tres capas de ecuaciones primitivas para los trópicos. Sus mejores resultados se obtuvieron para 500 mb., donde el error absoluto entre el campo de geopotencial pronosticado y el observado fue 10 y 20 metros geopotenciales. Krishnamurti (1962, 1968, 1969) realizó un número de estudios diagnósticos con modelos de ecuaciones primitivas de varias capas. En su último trabajo también introdujo

la parametrización de las nubes Cúmulos como una función del movimiento de la gran escala, y tuvo éxito en reproducir muchos aspectos de la zona de convergencia intertropical a 4°N sobre el Océano Pacífico Occidental. Experimentos similares también fueron realizados por Miller et. al (1972) con un modelo baroclínico de varias capas de ecuaciones primitivas para predecir el crecimiento y movimiento de ciclones tropicales. Por otra parte Ramanathan y Saha (1972) usó un modelo barotrópico de ecuaciones primitivas para un pronóstico de 24 horas del movimiento de vaguadas a través del Norte de la India. Para un pronóstico de 24 horas reportaron un comportamiento ligeramente mejor que un pronóstico basado en persistencia.

Mientras que el pronóstico numérico está todavía en etapa exploratoria en los trópicos, se prevé que los modelos de ecuaciones primitivas encontrarán un uso cada vez mayor para pronósticos en tiempo real en el futuro próximo.

Operacionalmente el Centro Meteorológico Mundial de Washington nos proporciona varios análisis y cartas pronosticadas a través de las transmisiones de radio-facsímil. Entre ellos está el pronóstico barotrópico de la carta de 500 mb, y el pronóstico baroclínico basado en un modelo de seis capas de ecuaciones primitivas. Sin embargo tales pronósticos no cubren adecuadamente la parte tropical.

Métodos basados en información de satélites.

Fotos de nubes obtenidas de satélites meteorológicos se usan para localizar y analizar el movimiento de ondas, depresiones, tempestades tropicales y huracanes. Así las fotografías pueden usarse como base para extrapolar el movimiento y tendencias en el desarrollo de estos sistemas.

Las fotos de satélite indican que una onda tropical en los Etes está a menudo identificada por un conjunto nuboso en forma de una V invertida, (Frank, 1969). Las opiniones difieren sobre el campo de divergencia asociado a una V invertida. La teoría de las ondas del Este sugieren que la mayor parte de la nubosidad debe ocurrir en un lado del eje de la onda, dependiendo de la velocidad de la corriente básica relativa a la velocidad de propagación de la onda. Si la onda se mueve más despacio que la corriente básica la mayor convergencia y nubosidad debe observarse al Este del eje de la onda; las observaciones de Frank (1969) por otra parte sugieren una distribución simétrica de la nubosidad con respecto al eje. Más recientemente Fett et. al. (1973) encontraron que si el eje de la vaguada se coloca un poco al Oeste en el sistema nuboso entonces concuerda con los datos de viento mejor que cuando el eje bisecta la V invertida.

Se han hecho intentos en algunos centros para estimar la lluvia de las dimensiones lineales y estructura de las fotos de nubes obtenidas de satélites meteorológicos. Ya algunos resultados satisfactorios han sido reportados por Pant y Gupta (1973), Gupta y Abbi (1971)

y por Barret (1970). Se espera que el trabajo en este campo aumentará cada vez más a medida que haya más centros con facilidades de recepción de fotos de satélite.

REFERENCIAS

- BARRET, E. C., 1970. The estimation of monthly rainfall from satellite data. Monthly Wather Review, USA, Vol. 98 No. 4, pp. 322 - 327.
- CHARNEY, J. G., 1955. The use of primitive equations of motion in numerical prediction. Tellus, Vol. 7, pp. 22- 26.
- FALKOVICH, A. I., 1971. On the posing of the problem of short-range weather prediction in low latitudes, Meteorology and Hydrology, Moscow, U.S.S.R., No.5, pp. 10 - 20.
- FETT, R. W., NAGLE, R. E. y MITCHELL, W. F., 1973. Low level structure of tropical waves. Technical Report No. 3-73, Naval Post- graduate School, USA, 70 pp.
- FRANK, N. L., 1969. The inverted V cloud pattern and easterly waves. Monthly weather review, USA, Vol. 97 No. 2, pp. 130- 140.
- GRANDOSO, H. N. 1970. Modelos Sinópticos en los trópicos. Proceedings International Seminar of Tropical Meteorology. Escritorio de Meteorología, Brasilia, Brasil. pp.131-133
- GRANDOSO, H. N. 1976. Ciclones tropicales y precipitaciones intensas: efectos indirectos. Precipitaciones intensas e Inundaciones en Areas Tropicales de América Latina. Organización Meteorológica Mundial, Ginebra, Suiza.
- GUPTA, M. G. y ABBI, S. D. S., Assessment of water flow in the Sutlej river by satellite pictures. Vayu Mandal, New Delhi, India, Vol. 1 No. 3, pp. 113- 117.

- HINKLEMAN, K., 1951., Der Mechanismus des meteorologischen Lärmes. Tellus.
- KRISHNAMURTI, T. N., 1962. Numerical integration of primitive equations by a quasi-Lagrangian advective Scheme. Journal of Applied Meteorology, USA, Vol. 1 -- pp. 508 - 521.
- KRISHNAMURTI, T. N., 1968. A diagnostic balance model for studies of weather systems of low and high latitudes, Ross by Number less than 1. Monthly Weather Review, USA., Vol. 96, pp. 197 - 207.
- KRISHNAMURTI, T. N., 1969. An experiment in numerical prediction in low latitudes. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, London, Vol. 95, pp. 594 -620.
- MELLER, B. I., CHASE, P. P. and JARVINEN, B. J., 1972. Numerical Weather prediction of tropical weather systems. Monthly Weather Review USA. Vol. 12, pp. 825 - 835.
- PANT, P. S. y GUPTA, M. G., 1973. Application of satellite cloud pictures in estimation of rainfall over India during the Southwest monsoon. Proc. WMO/UNESCO Symposium, Water Resources Projects, Madrid.
- PETERSSSEN, S., 1956. Weather Analysis and Forecasting. McGraw-Hill Book Company INC. New York.
- PHILLIPS, N. A., 1960. On the problem of initial data for primitive equations. Tellus, Vol. 12, pp. 121- 126.
- RAMANATHAN, Y. y SAHA, K. R., 1972. Application of a primitive equation barotropic model to predict movement of Western disturbances. Journal of Applied Meteorology, USA. Vol. 11, No. 2., pp. 268- 272.

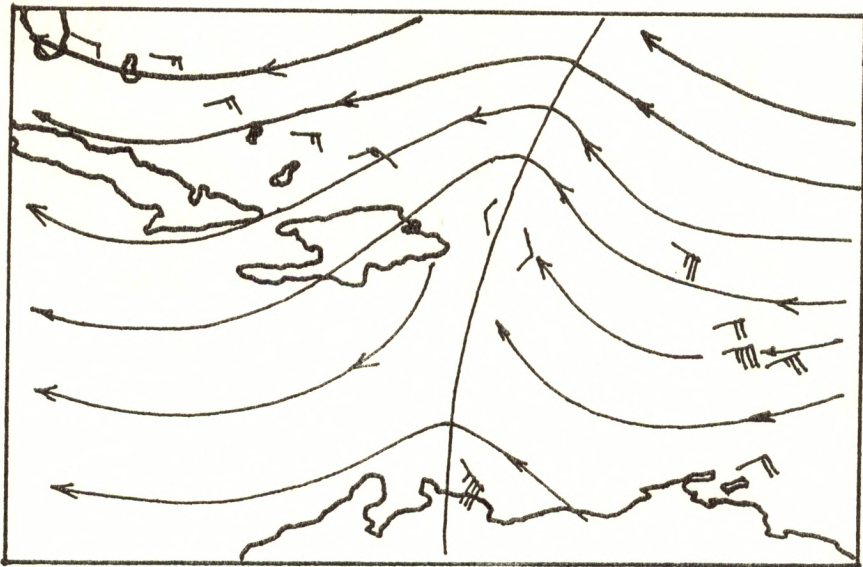


Fig.1. Vientos a 5000 pies. Julio,12.1944
(after Riehl (1954))

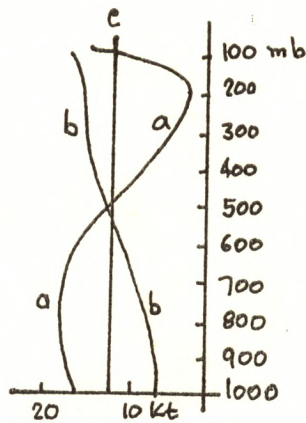
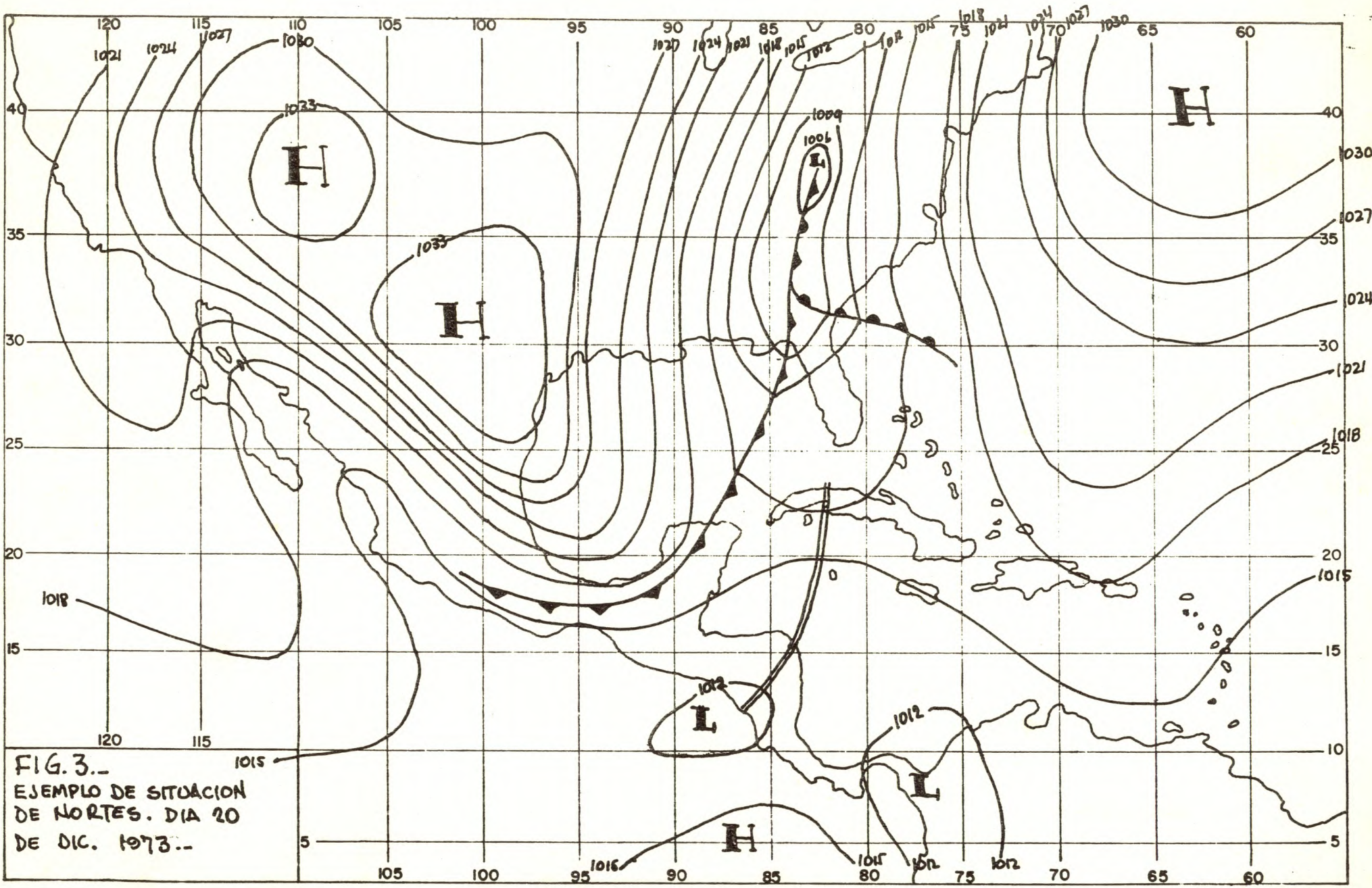


Fig. 2.- Variación de la corriente básica con la altura relativa a la velocidad de la onda c si el mal tiempo está concentrado al Este (a), y (b) al Oeste de la línea de vaguada.



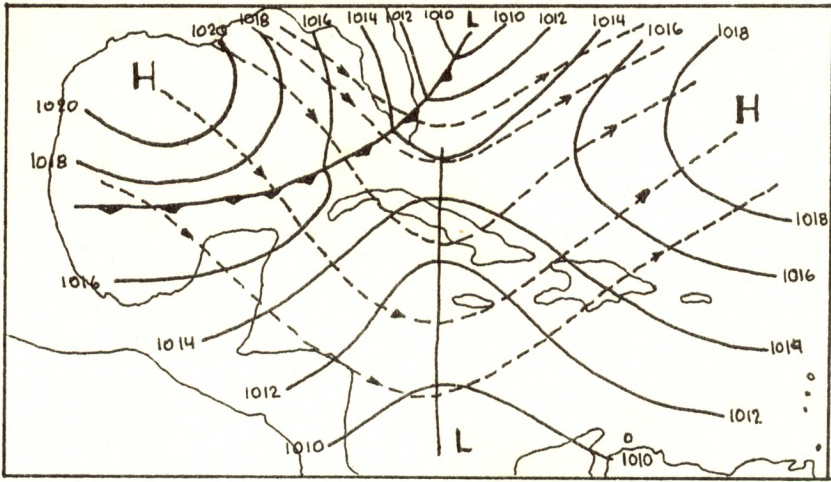


Fig. 4. Vaguada en los Estes inducido por una vaguada de altura de los Oestes. (after Riehl (1954)).

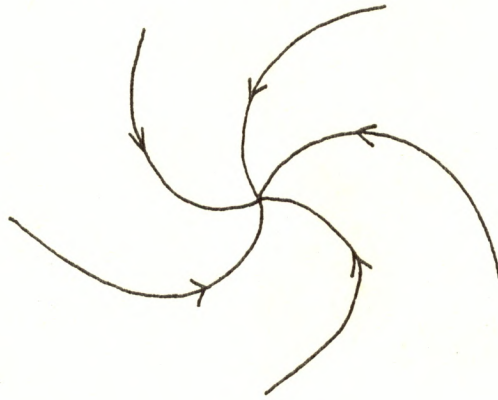


Fig. 5. Modelo de Circulación Ciclónica

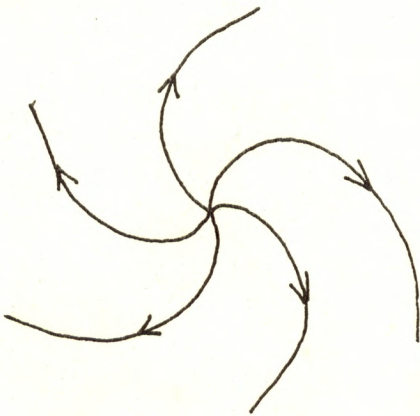


Fig. 6. Modelo de Circulación Anticiclónica.

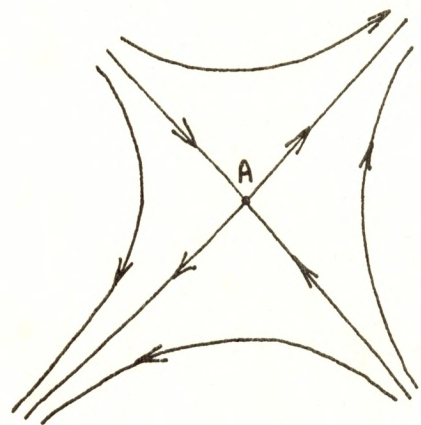


Fig. 7. Punto Neutro