

# Seminarios

008846

## FUNDAMENTOS PARA UNA ZONIFICACION METEOROLOGICA Y CLIMATOLOGICA DEL TROPICO Y ESPECIALMENTE DE COLOMBIA

Hans TROJER, Dr. Phil.\*

### INTRODUCCION

La zonificación climatológica como necesidad para los diferentes campos de aplicación práctica ha tenido que ser tratada también por expertos en otras ramas científicas, bien efectuando análisis detallados de unos elementos meteorológicos (especialmente de la temperatura y de la precipitación), o por clasificaciones climatológicas de escala mundial (W. Köppen) con diferenciaciones muy generales de acuerdo con sus objetivos respectivos. Así se explica la introducción de conceptos de zonificación climatológica como el de los pisos térmicos, o como la zonificación del clima en árido, semiárido, húmedo y superhúmedo, agregando la precipitación como expresión de la "humedad".

Durante las últimas décadas se ha transformado notoriamente la interpretación de los fenómenos atmosféricos por medio de los estudios de la meteorología moderna (análisis tridimensional del tiempo) por lo cual es de suma importancia la modificación y modernización de los métodos de la investigación climatológica. Estos deben acomodarse a los conceptos más recientes para la adecuada aplicación en los diversos campos; con mayor razón en el trópico, donde el conocimiento meteorológico está en su fase inicial y donde se han aplicado principalmente métodos antiguos transplantados de zonas templadas cuyos problemas son muy diferentes.

En las latitudes medias, donde baja periódicamente la temperatura a valores bajo Cero, el transcurso anual de la temperatura influye sensiblemente sobre todas las actividades de la vida (humana, vegetal, animal). Las variaciones estacionales del sol ocasionan dentro de cada franja latitudinal su propia distribución vertical; así también el trópico montañoso tiene su propia estructura vertical cuando la fluctuación latitudinal es menos pronunciada. Sin distinguir entre la variación térmica con la latitud y la altitud, y sin tomar en cuenta la evolución física de los procesos atmosféricos en todas las direcciones —lo cual incluye una

\* Jefe Sección de Meteorología, Centro Nacional de Investigaciones de Café.

determinada diferenciación altimétrica en todos los fenómenos— se introdujo y se conservó por tradición la zonificación general en pisos térmicos, convirtiendo la medida normal altimétrica únicamente en una térmica. Encontrando similitud con los cambios térmicos observados en el nivel del mar en las diferentes latitudes se han establecido a poca distancia vertical, las zonas calientes, templadas, frías y nevadas. La disminución de la temperatura con la altura sobre cada zona está determinada por leyes termodinámicas (relación entre temperatura, presión y densidad del aire) y no se menciona como característica especial en las zonas del relieve montañoso de otras latitudes. La limitación de la vida se puede atribuir también a otros factores meteorológicos distintos a la temperatura, como la presión, la densidad y la composición del aire etc., cuya influencia es tal vez más destacada en el trópico.

La clasificación de acuerdo con el estado "humedad", como consecuencia del ciclo hidrológico en la atmósfera, encontró también buena acogida en muchos estudios principalmente por la importancia del factor agua en la atmósfera para la actividad pluvial y por consiguiente para la diferenciación climatológica. Además, a causa de su fácil medición se dispone generalmente de un mayor número de datos pluviométricos. A la anotación de la cantidad pluvial se adicionaron otras características como la distribución anual, la densidad (cantidad/frecuencia), la intensidad (cantidad/duración), etc., con el fin de proporcionar las bases necesarias para su mejor aplicación práctica.

La distribución de la precipitación pluvial se representa aproximadamente por las cantidades mensuales transformadas en por cientos o por miles, lo cual ha sido utilizado y modificado un poco por Angot (8), diferenciando la duración desigual de los meses según un factor variable (por miles); el valor 1.0 de ese cociente pluviómetro divide los meses secos y húmedos.

Por la combinación de los dos elementos utilizados comúnmente, la temperatura y la precipitación pluvial, en la forma P/T resultaron varios "factores" numéricos para la diferenciación climatológica como los de Lang, De Martonne, Köppen, etc. Sólo tomando en cuenta los fines propios de una zonificación muy generalizada, por ejemplo, para la ecología, la pedología, la hidrología, etc., pueden tener algún valor tales cocientes, sin embargo para una zonificación específica son insuficientes, y no permiten diferenciar todas las características regionales más importantes. Por ejemplo, es poco lo que indican para cálculos hidrológicos las sumas anuales de la precipitación, sin saber qué variabilidad tienen los sumados individuales; para estudios ecológicos de diferentes cultivos es poco saber los límites de temperaturas y lluvias medias anuales, las cuales pueden componerse en formas muy diversas según el diferente transcurso estacional. Sería más adecuado, en ciertos casos, suprimir las divisiones artificiales de los meses y estudiar períodos continuos de igual tiempo reinante con sus valores característicos en los elementos meteorológicos. Además, debido a que en muy corta distancia varían mucho las manifestaciones meteorológicas producidas por la topografía, es

indispensable determinar la relación mutua para diferentes circunstancias, lo que requiere indicaciones sobre el valor representativo de los datos utilizados. La elección de estos datos obtenidos en las diversas estaciones debe realizarse en tal forma, que representen las condiciones típicas de la situación atmosférica y de las condiciones fisiográficas.

Las ecuaciones de Köppen, De Martonne y Penk citadas por Lauer (9) toman por lo menos en cuenta, con base en los valores mensuales, la distribución de los valores a través del año. Depende del fin del estudio la aplicación de la "efectividad pluvial" (P/E precipitation effectiveness index, según Thornthwaite) donde la temperatura está reemplazada por la evaporación; o del cociente P/B (cociente Precipitación-Brillo Solar, según Trojer, 22), en el cual se combina la precipitación con la duración del brillo solar.

En todo caso, cualquiera que sea el factor que se emplee para la zonificación de un país montañoso, es indispensable que éste caracterice las modificaciones que la fisiografía impone sobre el transcurso climatológico de acuerdo con el dinamismo de los procesos atmosféricos. La determinación más perfecta se obtendrá, como se intenta en esta zonificación preliminar, por una descripción de situaciones típicas del tiempo reinante, las cuales caracterizan los procesos atmosféricos sobre las diversas zonas, que actúan sobre toda la región en su extensión tridimensional. La clasificación de tales sistemas proporciona a la meteorología todos los detalles del estado local de la atmósfera y concreta los valores característicos de los diferentes elementos meteorológicos. Así, el aspecto dinámico de los procesos atmosféricos por sistemas permite la deducción teórica para cualquier lugar. Por otra parte, la frecuencia y predominio, la sucesión y el conocimiento de las manifestaciones locales de cada tipo describen el clima en el sentido de su definición clásica. Para la aplicación práctica interesa fundamentalmente la descripción básica de cada sistema con los valores característicos en extensión horizontal y vertical, las modificaciones producidas por las diversas formas fisiográficas y el predominio de cada situación. De esta manera, se puede obtener la generalización para cualquier región donde imperen las mismas condiciones atmosféricas y características fisiográficas semejantes, la cual podrá realizarse únicamente por medición directa sobre zonas muy limitadas.

En fin, la estadística de sistemas dinámicos regionales, comprobados por varios puntos de observación directa, facilitarán las bases más amplias para la zonificación meteorológica y climatológica regional en países montañosos. Por otra parte, desligándose del sitio propio de la medición, la visión regional generalizará para todo el sistema los cálculos de probabilidad de la frecuencia y sucesión, obtenidos en pocos puntos, detalles que se echan de menos en anteriores zonificaciones de Colombia como los trabajos de Eidt (2), Lauer (9) y de Schmidt (15), cuyas descripciones basadas en datos escasos, no permiten reconocer las diferencias locales como hecho indiscutible en las zonas montañosas tropicales.

## FUNDAMENTOS METEOROLOGICOS DE LOS PROCESOS DINAMICOS:

Para el entendimiento de los procesos dinámicos de la atmósfera se requieren sólo unos pocos conceptos fundamentales de la física o meteorología teórica (25), los cuales permiten determinar las variaciones que sufre un volumen de aire en cada punto del trayecto de su movimiento tridimensional. Las condiciones iniciales del volumen de aire están representadas por la relación termodinámica entre la presión, la densidad y la temperatura cuando el aire está seco, y a la cual se adiciona la correlación entre la temperatura y el contenido de agua (vapor de agua) para aire húmedo. La variación vertical de estos factores básicos está relacionada por las leyes termodinámicas. Cambios muy pronunciados en cada nivel altimétrico son los térmicos, debido a la transformación variada de la energía de radiación en calórica. La radiación recibida en la superficie terrestre y en la atmósfera depende, principalmente, del contenido de vapor de agua de las capas atmosféricas, especialmente en la Tropósfera, por lo cual varían la absorción, la reflexión y la refracción de ésta. La relación entre temperatura y humedad se refleja por el diferente grado de saturación del aire con vapor acuoso, manifestándose por los procesos de condensación o evaporación. Cuando se sobrepasa el punto de condensación, se precipita el agua condensada.

La presión atmosférica (el peso de la columna de aire sobre cada lugar), varía con la densidad y disminuye con la altura. La densidad, a su vez, depende de la temperatura y del contenido de vapor de agua, por lo cual se forman diferentes centros béricos: los de alta y de baja presión. Estos centros rigen el movimiento horizontal del aire (flujo del nivel alto hacia el bajo). Las diferencias horizontales de la presión atmosférica son pequeñas en toda la zona intertropical debido a la diferenciación pequeña del estado calórico de las masas de aire en cada uno de sus niveles verticales, formándose o translocándose sobre zonas de poca influencia latitudinal. Por esto, la presión atmosférica pierde en el trópico la efectividad como indicador climatológico para una zonificación; pero no se puede menospreciar la importancia que tiene en cada nivel potencial, para determinar la dirección y la velocidad de las corrientes generales y para las manifestaciones aerodinámicas respectivas, como la convergencia y la divergencia (convergencia significa ascenso del aire y divergencia descenso). Esto da lugar únicamente para que evolucionen más los procesos locales e incrementen su importancia para la zonificación.

Los movimientos verticales se originan por diferencias térmicas locales (convección térmica), o por ascenso obligado producido por cuñas de aire frío (frente frío), o por condiciones topográficas; estos movimientos evolucionan según la estructura vertical de las masas (estable, indiferente, o inestable). Los movimientos de ascenso se traducen en expansión y por consiguiente en enfriamiento del volumen de aire, enfriamiento que influye sobre la formación de nubes de desarrollo vertical (cúmulos); los descendentes producen calentamiento y secamiento del aire (disolución de nubes por evaporación).

La temperatura, tomada en sus valores promedios (datos climatológicos mensuales o anuales), no demuestra en toda la zona ecuatorial fluctuaciones marcadas [ $t_m = f(\varphi, h)$ ] debido a la poca variabilidad e-

fectiva de la latitud en relación con la insolación en cada nivel altimétrico. De este gradiente teórico se observan sólo muy ligeras diferencias, causadas por la forma fisiográfica y la cobertura de la superficie del lugar. Otra diferenciación se encuentra en la duración promedio de los períodos secos y lluviosos, la cual se refleja aún por los promedios mensuales, sirviendo para caracterizar, con aproximación, las diferencias térmicas de las masas de aire de acuerdo con el macrotiempo predominante. Pero los datos diarios de la temperatura indican, claramente, la dependencia del ciclo diario de la radiación en relación con el carácter del tiempo reinante (anticiclónico o ciclónico) y de acuerdo con las propiedades típicas del lugar (cuenca, valle, altiplanicie, pendiente). En todo caso una variabilidad estacional, aunque sea ligera, es inconfundible.

A la distribución vertical de la temperatura contribuyen, además de la estructura de las masas de aire y su cambio estacional, las condiciones de la superficie y las formas de ascenso debido a la inclinación variada de las pendientes. En las capas adyacentes a la superficie y con ascenso suave, como ocurre a lo largo de los valles amplios, casi no cambian las condiciones térmicas (isoterma); mientras que sobre pendientes fuertes la disminución altimétrica de la temperatura está influida por el contenido de humedad (adiabata seca  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , o adiabata húmeda saturada  $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ). La altura del nivel de condensación cambia según los meses y también regionalmente, dependiendo del punto de rocío correspondiente a las condiciones térmicas y de humedad relativa en el fondo de los valles; esa altura es siempre mayor sobre las pendientes que en la atmósfera libre, como lo indica el techo de la nubosidad algo inclinado hacia arriba, debido al aumento pequeño de la temperatura sobre cualquier superficie terrestre. Como **valor promedio** se puede considerar una disminución altimétrica de la temperatura (gradiente  $dt/dh$ ) de  $0.5 - 0.7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ; durante los meses lluviosos el nivel de condensación es sólo de unos 500 m. sobre el fondo del valle según la ecuación de W. Ferrel (8):  $H = 120 (t - t')$

La humedad del aire está en relación estrecha con la temperatura, ya que a mayor temperatura un volumen de aire puede absorber mayor cantidad de vapor acuoso. Así, la humedad absoluta ( $\text{gr./m}^3$ ) está directamente correlacionada con la temperatura. Un metro cúbico de aire saturado contiene a  $30^{\circ}\text{C}$ , 32 gramos de vapor de agua; a  $20^{\circ}\text{C}$ , 18 gramos; y a  $10^{\circ}\text{C}$ , 9 gramos. Por esto, la cantidad que se condensa durante el ascenso termodinámico es mayor cuando el ascenso se inicia con temperaturas altas (nivel del mar) que con temperaturas bajas (Sabana de Bogotá). Con la condensación aumenta la cantidad que se precipita. El origen de las masas de aire, marítimo o continental, influye también sobre el contenido de humedad. Si el volumen de aire procede del mismo origen, los cambios térmicos producen variaciones inversas en la humedad relativa.

La nubosidad con sus variadas formas, dentro de las clases principales así como los diferentes niveles, se distingue y puede explicarse únicamente por los procesos dinámicos, como lo ha perfeccionado la aerología, rama moderna de la meteorología. De aquí surge, lógicamente, la interpretación dinámica para la formación de la precipitación pluvial y la ampliación obligatoria de sus características con datos que complementen las cantidades medidas con: valores de duración, de inten-

sidades, de frecuencias de ciertas cantidades y su distribución horaria, horas de iniciación, y hasta la forma típica del transcurso durante la precipitación.

En estrecha conexión se encuentran además, las observaciones de la radiación, especialmente las de la insolación, la cual depende, fuera de la posición solar, primordialmente, de la forma, densidad y clase de la nubosidad que indica con bastante aproximación el complejo carácter del tiempo. A éstas se pueden añadir las observaciones de las corrientes superficiales (vientos), así como los pocos datos de vientos superiores, que verifican los movimientos del aire en la atmósfera; tanto los de la circulación intertropical como los de las circulaciones locales (vientos: valle - montaña; mar - costa y viceversa ).

De los procesos hidrodinámicos (divergencia y convergencia; turbulencia y remolinos) se diferencian como tales propiamente de la atmósfera (procesos aerodinámicos), los fenómenos de estancamiento, de foehn y de convección térmica; presentan estos fenómenos transformaciones termodinámicas del aire a través de sus movimientos ascendentes y descendentes. Estos procesos han sido estudiados detenidamente en los Alpes y están fundados, teóricamente, en las leyes termodinámicas, las cuales definen matemáticamente las variaciones físicas del volumen de aire durante todo su trayecto, al pasar un obstáculo. Se ha diferenciado (3, 4) entre el proceso de foehn activo y pasivo, a pesar de que se trata en ambos casos de igual principio básico.

Durante el foehn activo, como lo explica la descripción más común, se estanca el aire frío en la parte de barlovento de la montaña hasta alcanzar las cimas, donde, debido a su peso mayor (mayor densidad), derriba el aire sobre la vertiente de sotavento hacia el valle. En la parte alta el viento es todavía frío, pero el calentamiento adiabático durante el descenso seca el aire, y llega al fondo del valle con altas temperaturas y muy poca humedad relativa. La forma del derribamiento caracteriza los cambios de la velocidad de los vientos en forma de pulsaciones (ráfagas).

El foehn pasivo ocurre cuando aire caliente sobrepasa la montaña y su efectividad se debe a efectos secundarios, como circulaciones locales o derrame del aire a lo largo de los valles hacia abajo, de acuerdo con la distribución bórica; el foehn pasivo desciende en **forma pasiva** hasta los fondos del valle. También en el trópico se deben diferenciar estas dos clases de foehn, según la manera como el movimiento vertical de aire frío (aire marítimo subtropical o aire ecuatorial) cruza las cordilleras. El foehn activo caracteriza más las zonas del norte del país, mientras que el pasivo se observa en la parte sur. El foehn activo alcanza las partes bajas de los valles preferiblemente en las horas diurnas, mientras que el pasivo puede soplar día y noche.

Todos estos detalles reunidos describen indirectamente, por efectos diferentes, las condiciones atmosféricas y los procesos actuantes los cuales permiten, por sus observaciones detalladas, deducciones valiosas sobre la estructura vertical de la atmósfera, en zonas donde se carece de ascensiones aerológicas.

En resumen; el tiempo o el clima se forma de un conjunto de varios factores que hacen manifestar en diverso grado los fenómenos atmosféricos y los procesos físicos actuantes. Por lo tanto, solamente por el estudio de todas las manifestaciones se puede concretar cabalmente la situación de la atmósfera; cada factor por sí mismo únicamente puede expresar en forma limitada esta complejidad, a pesar de que todos los factores están correlacionados entre sí.

Para tal estudio se puede proceder, bien con base en los métodos climatológicos, los cuales determinan el estado promedio de cada lugar a través de las estaciones anuales, o según los métodos de la meteorología sinóptica, los cuales estudian ciertos sistemas momentáneos con vista al desarrollo de los procesos dinámicos. La estadística climatológica de los sistemas meteorológicos conduce igualmente a los resultados climatológicos conocidos, pero con explicación mayor de los fenómenos primordiales que caracterizan cada región.

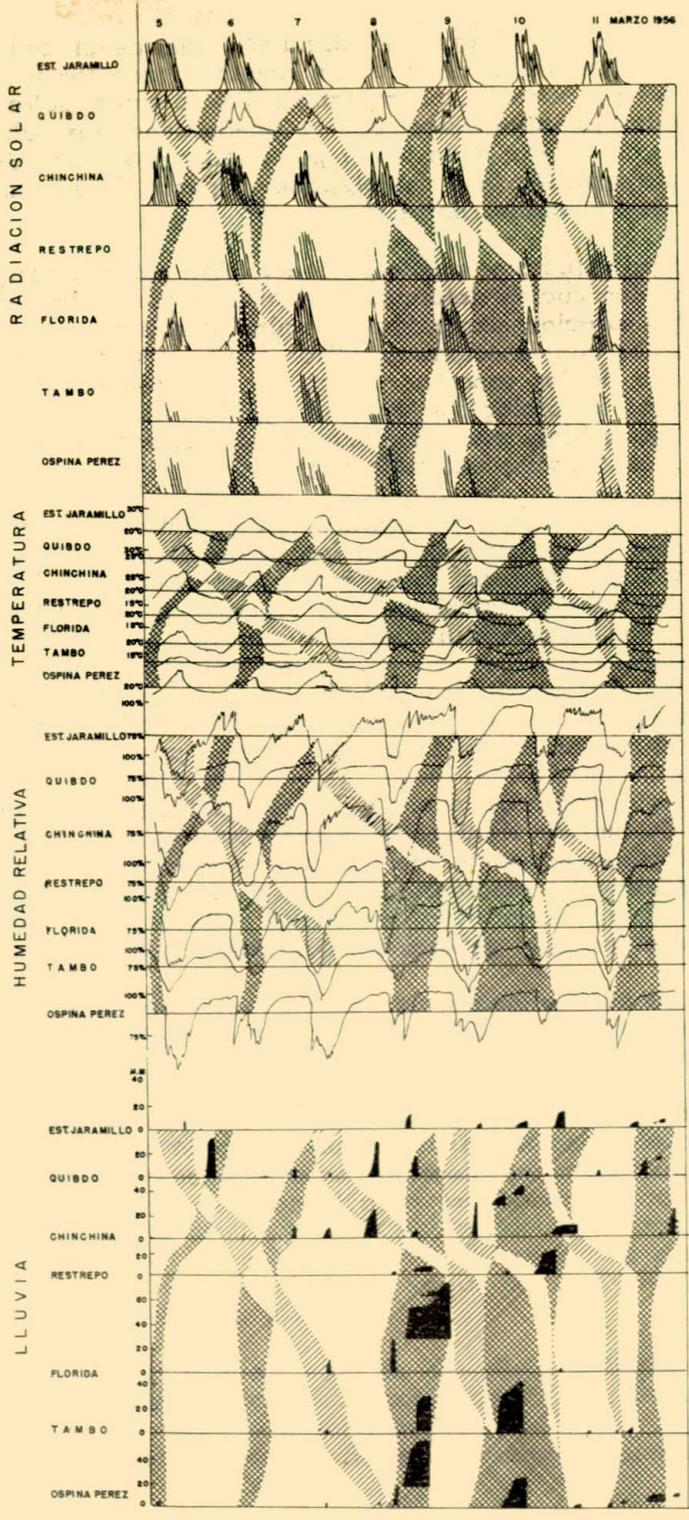
En consecuencia, la zonificación climatológica en el trópico puede realizarse principalmente con los datos climatológicos, debido al relativo predominio de estos datos, incorporando en la aplicación regional los métodos meteorológicos para la descripción de determinados tipos predominantes del tiempo reinante.

De todas maneras, los factores básicos que determinan las condiciones climatológicas o la predominancia del tiempo reinante en cada lugar y a cada momento son (19):

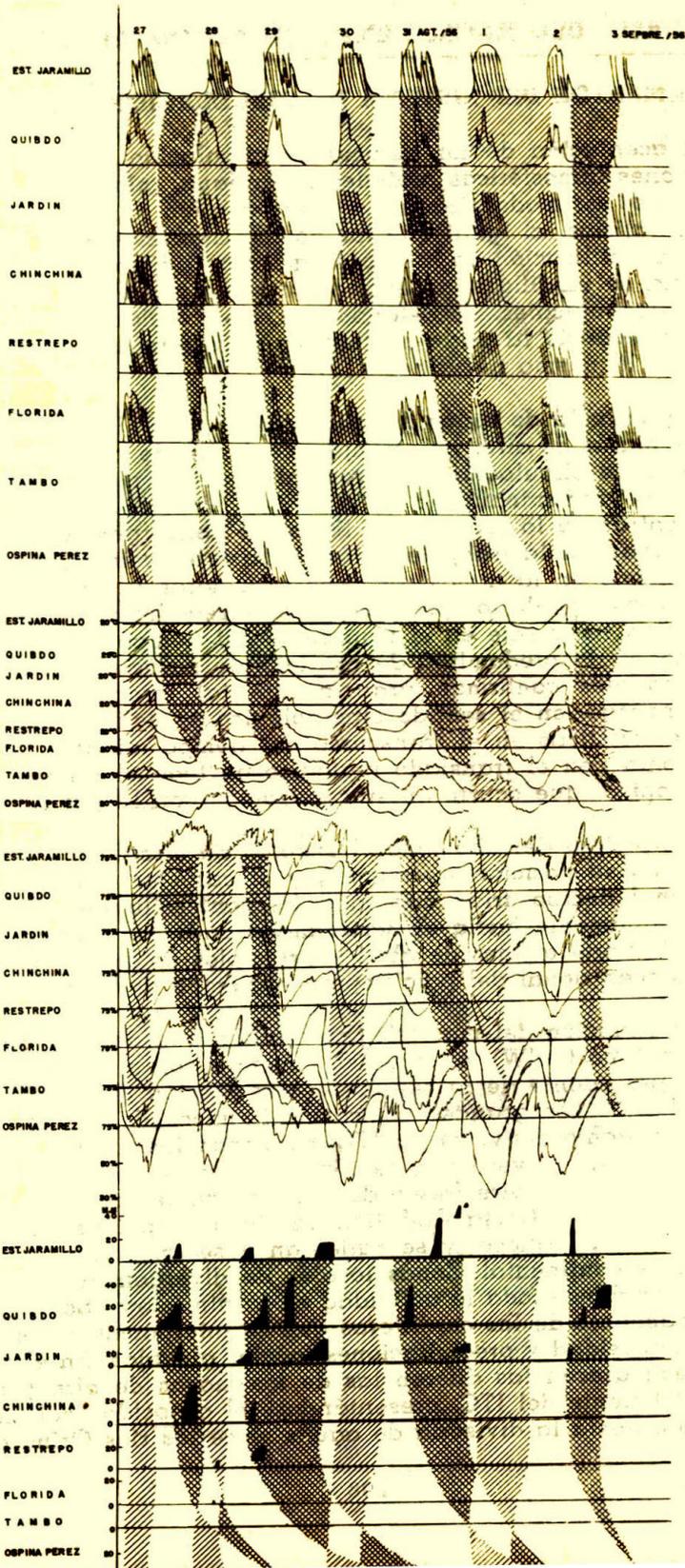
1º) La distribución general del macrotiempo, de acuerdo con la posición del sistema de circulación intertropical, el cual determina la dirección y velocidad horizontal de las masas de aire con sus estructuras verticales especiales y también los efectos aerodinámicos; además, se manifiestan los efectos orográficos, los cuales varían según las direcciones mutuas entre la corriente general y las cordilleras.

2º) Los efectos locales causados por las circulaciones locales, los cuales se desarrollan gradualmente durante todo el año, variando su intensidad con el carácter del macrotiempo.

La combinación en grado variado de estos factores fundamentales determina el carácter del tiempo en cualquier momento y para cualquier lugar; así como establece las características climatológicas de cada situación típica como base para la zonificación meteorológica y climatológica.



# HUMEDAD RELATIVA Y LLUVIA



## I. TRASCURSO DEL MACROTIEMPO EN COLOMBIA. (CICLO ANUAL)

### A - FUNDAMENTOS DEL SISTEMA DE CIRCULACION INTERTROPICAL:

La aceptación de un sistema de circulación tropical dentro de las circulaciones atmosféricas globales es antigua, aunque la explicación física tuvo que ser modernizada. La interpretación de las corrientes de alisios y contralisios, al igual que las de los monzones, está actualmente en revisión con utilización de las observaciones tridimensionales (5, 6, 7). En esta forma se modifican paulatinamente los conceptos sobre las circulaciones intertropicales, respetando las observaciones anteriores. Para la zona tropical de la parte septentrional de Sur América (Colombia) se tropezó con la misma necesidad (19).

La presencia de zonas de alta presión sobre los subtrópicos, como fuente de masas de aire, y la franja ecuatorial de baja presión atmosférica (sistema de circulación intertropical), conducen de todas maneras a las corrientes predominantes del "alisio" de NE y del "alisio del SE, estas se encuentran a lo largo de la línea de convergencia intertropical (ITC) involucrada en la franja ecuatorial. La interpretación más detallada del dinamismo en la atmósfera debe considerar la permanente construcción y destrucción de las perturbaciones alrededor de la ITC, las cuales se presentan realmente en el transcurso del tiempo en el trópico, aún durante periodos de predominio de un definido carácter del tiempo. Dos periodos semanales confirman gráficamente tal interpretación (Gráfico N° 1). Sin embargo, en el sentido climatológico se definen bien las principales características en el transcurso del tiempo reinante, el cual se puede relacionar con el traslado periódico de todo el sistema de circulación intertropical que ocurre en sincronización con la posición del sol.

Al principio del año todo el sistema de circulación intertropical se encuentra en su posición meridional, y el carácter ciclónico del tiempo (días de mal tiempo, fríos, nublados, frecuentes lluvias extensas, etc.) avanza paulatinamente hacia el norte, alcanzando en promedio las latitudes de 4 - 6° norte a fines de abril y principios de mayo; mientras que en la parte septentrional del país impera el tiempo anticiclónico.

Esta situación del macrotiempo implica que del SW avanza aire ecuatorial marítimo (mEW), el cual se encuentra con aire subtropical marítimo (mSK) procedente de la célula de alta presión del Caribe y México (Gráfico N° 2). Los grandes contrastes térmicos de ambas masas de aire forman un frente activo en la ITC, causando las fuertes perturbaciones del occidente de la vertiente del Pacífico. De la misma fuente entran al continente masas de aire fresco del NE, las cuales cambian de rumbo hacia el sur desde la Costa Atlántica, la Cuenca de Maracaibo y a lo largo del Valle del Orinoco, y se calientan y secan paulatinamente durante su avance continental. Zonas locales de divergencia refuerzan este proceso. Esto establece toda la actividad en la atmósfera. Sólo en las partes de estancamiento de las cordilleras que se interponen, se produce aumento de la nubosidad y precipitaciones locales aisladas. En el sur de los Llanos ya desaparecen las diferencias de las masas de aire y se debilita la parte del frente del ITC, presentándose el conocido "verano" de los Llanos, cuando hasta la divisoria de aguas entre los ríos Orinoco y Ama-



zonas se presenta el fuerte tiempo anticiclónico; al sur de ésta se observa tiempo ciclónico moderado. También el aire ecuatorial marítimo del Pacífico, que invade al sur del país, ha perdido durante su primer ascenso en la vertiente occidental de los Andes ecuatorianos gran parte de la humedad, calentándose y secándose por el efecto del foehn en la parte de barlovento (vertientes orientales) hasta perder mucho de las propiedades iniciales sobre la región amazónica, por lo cual el carácter del tiempo ciclónico evoluciona moderadamente.

En la otra posición extrema del sistema de circulación intertropical (Gráfico N° 2), que se presenta en los meses de julio - agosto, se encuentra la mayor parte del continente bajo la influencia del cinturón meridional de alta presión, mientras que la ITC, con sus perturbaciones, está activa entre las latitudes de 10° a 20° N. Esta situación produce sobre la mayor parte de Colombia corrientes del SE, desarrollando fuertes efectos de modificación local en la vertiente de los Llanos de la Cordillera Oriental, mientras refuerza el buen carácter anticiclónico sobre las vertientes occidentales de las Cordilleras Central y Occidental. Precisamente son estos vientos (foehn del SE) los que especifican durante esta época de fines de junio a mediados de septiembre el tiempo sobre las partes meridionales respectivas (hasta 3 gr. lat. norte), manifestándose por aceleradas velocidades con frecuentes ráfagas y muy bajas humedades relativas del aire durante días consecutivos. En el norte del país el aire ecuatorial continental (cEW) procedente de los Llanos (Orinoco y Amazonas) ha adquirido cierto grado de humedad, y se encuentra con el aire subtropical marítimo del Caribe (mSK) que es idéntico por su estado calórico al aire caliente tropical (TW) de las latitudes medias. Estos contrastes producen el notorio tiempo ciclónico de la segunda mitad del año que avanza desde septiembre - octubre hacia el sur. Las masas subtropicales (frescas, marítimas) continúan su traslado del NW, encajonándose por los valles de dirección predominante N-S, y alcanzan la zona central durante los meses octubre-noviembre. Este tiempo ciclónico es más pronunciado en casi todo el país. Detrás de la ITC, el aire subtropical construye las cuñas de alta presión que se adicionan a la célula del cinturón septentrional de alta presión, provocando el tiempo anticiclónico del norte del país.

Como consecuencia, se deduce que la transformación de una situación a otra ocurre paulatinamente, con oscilaciones alrededor de una zona de predominio, y que de año en año pueden observarse modificaciones en duración e intensidades en esta distribución regular, según la variada posición de todo el sistema de circulación intertropical. Si durante un año, o parte de él, este sistema se encuentra relativamente en posición septentrional extrema, el lapso del tiempo ciclónico se presenta más corto y de menor intensidad, debido a la influencia que ejerce la zona de alta presión avanzando con sus cuñas sobre casi todo el territorio colombiano.