

# ELEMENTOS DE METEOROLOGIA TROPICAL

JORGE ALVAREZ LLERAS  
Director del Observatorio Astronómico Nacional—Bogotá

(Continuación)

## CAPITULO III.

### REGIMEN AEREOLOGICO DE LA ZONA INTERTROPICAL

**MECANICA GENERAL DE LA ATMOSFERA**—En los dos capítulos anteriores de este estudio hemos tratado, primero: de la discusión general de las ecuaciones del movimiento de los flúidos, haciendo consideraciones sobre el equilibrio de la atmósfera, y segundo: del establecimiento de las ecuaciones del movimiento del aire. Así llegamos a la conclusión teórica de que el viento habrá de soplar hacia el *este* desde el polo hasta el paralelo de  $35^{\circ}16'$ , y desde allí hasta el ecuador, hacia el *oeste*.

Para llegar a tal conclusión estudiamos el caso del movimiento y de la presión de la atmósfera, suponiendo la temperatura uniforme y haciendo abstracción del roce contra la superficie terrestre.

Si la tierra fuera plana y estuviera inmóvil, la dirección del viento sería en cada punto la de la gradiente barométrica (\*), es decir, aquella según la cual la variación de presión fuera más rápida. Pero la tierra no es plana, ni está inmóvil: es una esfera que gira con gran velocidad de *oeste a este*, alrededor de la línea de los polos, o eje de rotación, y efectuando su rotación completa en un día sideral, o sea en  $23^{\circ}56'35''$  (86136<sup>5</sup>) de tiempo medio. Así un punto del ecuador terrestre está animado de una velocidad dirigida del *oeste* hacia el *este* y que tiene un valor muy apreciable de 465 metros por segundo. Naturalmente esta velocidad disminuye cuando la latitud aumenta, siendo de 329 metros a la latitud de  $45^{\circ}$  y de 159 metros, aproximadamente, a los  $70^{\circ}$ . En los polos esta velocidad absoluta es nula. Por eso si un cuerpo se lanza en determinada dirección sobre la superficie terrestre continúa su camino en el sentido de la impulsión que se le ha comunicado, pero su movimiento relativo con relación a dicha superficie se complica por causa del movimiento de rotación indicado.

Este hecho fundamental es lo que nos ha servido para establecer las ecuaciones del movimiento del aire, expresadas en el capítulo anterior, y ha sido reconocido por muchos desde tiempo atrás.

Parece que Hadley fue el primero que indicó la influencia de la rotación de la tierra sobre los movimientos del aire, ratiocinando de esta suerte: Supongamos, en el hemisferio boreal, un filete de aire lanzado hacia el norte, en la dirección del meridiano y en un lugar de  $30^{\circ}$  de latitud, por ejemplo, en donde la velocidad de rotación de la tierra es de 403 metros por segundo; este filete de aire posee en realidad dos velocidades: la primera (de impulsión), dirigida según un meridiano, la segunda (de *oeste a este*) dirigida según un paralelo, y que es la propia del movimiento de rotación de la tierra en el punto de donde ha partido el filete de aire considerado. Al llegar a la latitud de  $31^{\circ}$ , en donde la velocidad de un punto terrestre no es sino de 394 metros, el filete de aire que ha conservado su velocidad inicial, tendrá, pues, con relación a la latitud a la cual ha llegado, un exceso de velocidad hacia el *este* de 403—394, o sea de 9 metros; por consiguiente el viento, en lugar de soplar allí plenamente del sur, como sucedía en el punto de partida, parecerá desviado hacia el *este*, o sea hacia la derecha del movimiento primitivo. Se vería lo mismo que la desviación sería aun hacia la derecha si el movimiento primitivo estuviera dirigido de norte a sur. En el hemisferio austral la desviación se produciría hacia la izquierda del movimiento inicial, siendo simétrica de la anterior con respecto al ecuador (\*\*).

Evidentemente, el razonamiento de Hadley es absolutamente inexacto en el fondo, y según él pudiera creerse que la desviación del viento depende de su dirección inicial: sería máxima para un viento dirigido según el meridiano, menor para un viento oblicuo con relación a este meridiano, y sería nula para un viento dirigido según un paralelo. Ahora; no hay nada de esto.

Pero si el razonamiento de Hadley es inexacto en el fondo y conduce a resultados erróneos, presta él un fácil medio para encontrar el sentido general del fenómeno de la desviación, y por eso lo reproducimos aquí, aun cuando atrás (Capítulo II) se demostró que la desviación aparente producida por el movimiento de rotación de la tierra sobre todos los movimientos que tienen lugar en su superficie es exactamente la misma, cualquiera que sea la dirección del movimiento inicial.

Conforme lo hemos hecho, "para simplificar los razonamientos en el estudio de los movimientos atmosféricos, se supondrá siempre la tierra inmóvil; pero entonces será necesario agregar, a las accio-

nes que se ejercen realmente sobre el cuerpo, una fuerza ficticia, o acción desviante, que transporta sobre el movimiento aparente del cuerpo con relación a la tierra el efecto que es debido realmente al desalojamiento de ésta. Esta acción desviante ficticia se ejerce perpendicularmente a la dirección del movimiento, cualquiera que sea la dirección de éste, y está dirigida hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur; además, tal acción es proporcional al movimiento, y depende de la latitud: siendo nula en el ecuador, crece regularmente hacia los polos" (\*).

Transcribimos lo anterior porque es preciso, en términos concretos y sencillos de alta autoridad, confirmar las deducciones mecánicas hechas anteriormente para deducir las consecuencias que intentamos hacer en este capítulo, sin extendernos a las teorías referentes a la circulación general de la atmósfera que se consagran en los tratados sobre la materia.

Sobre esta circulación son bien conocidas las afirmaciones de Hildebrandsson, que se pueden concretar en la siguiente forma:

1<sup>o</sup> Sobre una zona que se extiende a uno y otro lado del ecuador térmico, existe una gran corriente aérea que se dirige del *este* hacia el *oeste*. Esta corriente generalmente es débil cerca de la superficie terrestre, es decir, en las partes bajas de la tropósfera, en donde se presenta una zona de vientos variables y de calmas frecuentes (calmas ecuatoriales), pero es muy constante y fuerte en las capas superiores de la atmósfera. En estas regiones esta corriente ecuatorial puede adquirir, según ciertos autores, una velocidad que pasa de 30 metros por segundo (\*\*).

2<sup>o</sup> En las zonas templadas las corrientes aéreas predominantes tienen una fuerte componente dirigida del *oeste* hacia el *este*, como lo demostramos anteriormente en el Capítulo II (Véase la página 55 del N<sup>o</sup> 13 de esta Revista).

3<sup>o</sup> Teóricamente, pues, las grandes corrientes atmosféricas se definen por su dirección sobre la superficie del globo, a partir del paralelo de  $35^{\circ}16'$ , en dos zonas bien distintas. Así creemos que se pudiera definir como zona intertropical, para efecto de la circulación atmosférica, la comprendida, a uno y otro lado del ecuador, entre los dos paralelos: boreal y austral, cuya posición es de  $35^{\circ}16'$ .

4<sup>o</sup> En esta zona la dirección general del movimiento del aire es de *este a oeste*, siendo esta dirección tanto más marcada cuanto más nos aproximamos al ecuador térmico.

*Permanentes observaciones de la dirección del movimiento de las nubes a distintas alturas, practicadas por nosotros en Bogotá durante más de diez años, nos han confirmado en la creencia de que experimentalmente la teoría está de acuerdo con la realidad en lo que respecta a la gran corriente ecuatorial de ESTE a OESTE.*

Esta observación es tan general, que en la mayoría de los días del año aún las *nubes cirrus* están en Bogotá afectadas por este movimiento.

Por tal motivo no tenemos datos para verificar las siguientes deducciones de Hildebrandsson:

1<sup>a</sup> La corriente ecuatorial y lo mismo las de las zonas templadas, cambian de dirección a medida que se elevan en la atmósfera, y se desvían hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Así resulta que en el hemisferio norte, por ejemplo, la corriente ecuatorial, primitivamente del *este*, se cambia progresivamente en otra del *oeste* pasando por el sur para constituir a grande altura el contra-alisio del hemisferio norte y venir a causar, al lado del ecuador, la zona de altas presiones del trópico de Cáncer.

De la misma manera, las corrientes de fuerte componente *oeste* de la zona templada constituyen en las regiones superiores una corriente del noroeste que viene a alimentar del lado del polo, la zona tropical de altas presiones.

En el hemisferio sur las corrientes son desviadas simétricamente con relación al ecuador; la corriente ecuatorial cambia progresivamente al oeste, pasando por el norte, para dar lugar al contra-alisio austral; la corriente de componente oeste de la zona templada, a grande altura se cambia en suroeste, y concurre con el contra-alisio austral a mantener la zona de altas presiones del trópico de Capricornio.

2<sup>a</sup> A su turno, las máximas de presión tropicales alimentan las corrientes de las capas bajas de la atmósfera; estas corrientes están constituidas: del lado ecuatorial por los vientos alisios que soplan del noreste en el hemisferio norte, y del sureste en el hemisferio sur; del lado polar por los vientos de fuerte componente oeste de las zonas templadas.

3<sup>a</sup> En las regiones polares los vientos de componente *este* son frecuentes más allá de los círculos polares, mientras que, en general, las corrientes superiores soplan del noroeste alrededor del polo norte y del suroeste alrededor del polo sur.

Esta mecánica general de la atmósfera, expuesta por Hildebrandsson, está en el fondo de acuerdo con lo que estudiamos atrás al establecer las ecuaciones fundamentales del movimiento del aire, para cuyo desarrollo establecimos que la acción desviante debida al movimiento de la tierra es igual a

(\*) Véase adelante la nota relativa a las convenciones usuales en Aereología.

(\*\*) *Traité élémentaire de Météorologie* par Alfred Angot.

(\*) *Traité élémentaire de Météorologie* par Alfred Angot.

(\*\*) Memorias originales sobre la circulación general de la atmósfera compiladas por M. Brillouin.

20v sen λ expresión en la cual v es la velocidad del viento, λ la latitud del lugar considerado, y ω la velocidad angular del movimiento de rotación de la tierra (\*).

Atrás dijimos, al estudiar el movimiento de un elemento de aire sobre la superficie terrestre, que este es un movimiento relativo, y que así es necesario, en su estudio, agregar a las fuerzas exteriores que lo producen, dos fuerzas ficticias: la fuerza centrífuga y la fuerza centrífuga compuesta. Así llegamos al resultado expuesto.

Pero Angot establece lo mismo en otra forma, diciendo: "La influencia desviante del movimiento de la tierra no puede asimilarse a una fuerza real que es lo que se llama impropriadamente la fuerza centrífuga en el movimiento de rotación alrededor de un punto. Es esto un simple efecto de inercia que se ejerce siempre perpendicularmente a la dirección del movimiento del cuerpo y que modifica incesantemente esta dirección, pero no la velocidad del movimiento. Un móvil lanzado con una velocidad de 10 metros por segundo sobre la superficie terrestre no mantendrá su dirección inicial con relación a ésta, pero conservará indefinidamente su velocidad de 10 metros, si se supone que el movimiento se efectúa sin roce ni resistencia de ninguna clase. Habiendo partido de un punto (fig. 1<sup>a</sup>) sobre cierto paralelo P en el hemisferio norte, hará la dirección de su movimiento cada vez más oblicua con relación a la dirección primitiva, hasta llegar al punto A sobre un paralelo más cerca del polo (AM) en donde su movimiento estará dirigido de oeste a este precisamente según este paralelo; después volverá por el camino indicado en la figura, cortando el paralelo de partida, para llegar a B sobre un segundo paralelo límite BN en donde su velocidad estará dirigida según el paralelo, pero con dirección de este a oeste. A partir de este punto volverá a subir en la figura, y describirá así indefinidamente, con una velocidad constante de 10 metros por segundo, una serie de bucles comprendidos entre dos paralelos extremos AM y BN cuya posición depende de la latitud del punto de partida, como también de la magnitud y de la dirección de la velocidad inicial. Esta curva ha recibido el nombre de curva de inercia".

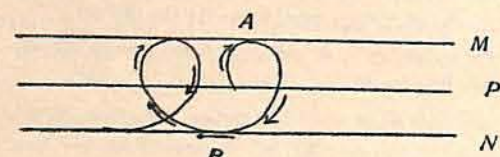


Figura 1a.

"Aplicamos estas nociones al movimiento del aire en la superficie del globo, y supongamos primeramente que la distribución de la presión corresponde a isobaras rectilíneas, paralelas y fijas: A, B, C, D etc. En un punto M la gradiente será MG perpendicular a la dirección de las isobaras y dirigida del lado de las bajas presiones. Si la tierra fuera plana y estuviese inmóvil, el aire se movería en la dirección MG. Pero por causa de la rotación terrestre, parece desviarse hacia la derecha (en el hemisferio norte), tomando, por ejemplo, la dirección MS. La acción desviante ficticia que se debe introducir para estudiar el movimiento aparente con relación a la tierra, considerada como inmóvil, está dirigida según MT perpendicularmente a la dirección del movimiento y hacia la derecha: esta acción es proporcional a la velocidad del movimiento y depende de la latitud. En fin, es preciso tener en cuenta la acción del roce, que retarda el movimiento, y que se puede representar por una fuerza MF dirigida en sentido contrario del movimiento y dependiente de la misma velocidad del aire". (Véase la fig. 2<sup>a</sup>).

"En el instante en que el aire comienza a ponerse en movimiento, bajo el efecto de la gradiente MG la influencia de la rotación terrestre y del roce es despreciable porque su velocidad es pequeña al principio. Pero como suponemos la gradiente MG constante, o algo parecido, la velocidad se acelera, y entonces la influencia de la rotación de la tierra y la del roce aumentan con esta velocidad. Llegará, pues, un momento en que estos dos efectos combinados harán equilibrio a la aceleración debida a la gradiente. A partir de este instante la velocidad del aire se vuelve uniforme y el movimiento adquiere un régimen permanente".

"Cuando el movimiento permanente del aire se ha establecido y su velocidad se ha vuelto constante, hay equilibrio entre todas las influencias que solicitan a la masa de aire en movimiento; por consiguiente, la resultante MR de MT y MF es igual y directamente opuesta a la gradiente MG. El ángulo GMS o el MRT que hace la dirección del viento con la gradiente, depende, pues, de la relación de las dos magnitudes MT y MF. Para velocidades relativamente pequeñas, como las que presenta el viento, el roce MF es sensiblemente, como MT, proporcional a su velocidad; la relación de estas dos magnitudes es, pues, independiente de tal velocidad; variará solamente con el coeficiente de roce del aire (del cual depende MF) o valor del roce que corresponde a una velocidad de 1 metro por segundo, y con la latitud (de la cual depende MT). Si el roce es pequeño (so-

(\*) Concretamente esta es la velocidad, en metros por segundo, de un punto situado a la distancia de un metro del eje terrestre de rotación. Esta velocidad tiene numéricamente por valor ω = 0.000079.

bre la superficie del mar, por ejemplo) el ángulo GMS será grande: el viento será muy oblicuo con relación a la gradiente; será lo contrario si el roce es muy grande (sobre la superficie de los continentes). El ángulo del viento con la gradiente también aumentará con la latitud. En todo caso este ángulo no depende ni de la velocidad del viento, ni de la magnitud de la gradiente. La velocidad del viento, por el contrario, depende a la vez de la gradiente, del coeficiente de roce y de la latitud y se demuestra que ella es directamente proporcional a la gradiente".

"En resumen, cuando la distribución de la presión se caracteriza por isobaras rectilíneas y paralelas, y cuando el movimiento del aire se efectúa en línea recta y con una velocidad constante, este movimiento está sometido a las leyes siguientes:

1<sup>a</sup> La dirección del viento se inclina sobre la gradiente, a la derecha, en el hemisferio norte, y a la izquierda en el hemisferio sur.

2<sup>a</sup> El ángulo del viento con la gradiente no depende ni del valor de dicha gradiente, ni de la velocidad del viento: es nulo en el ecuador, y aumenta con la latitud: para una misma latitud es tanto más grande cuanto el roce sea más débil.

3<sup>a</sup> La velocidad del viento es proporcional a la gradiente: para una misma gradiente tal velocidad disminuye cuando la latitud o el roce aumentan".

La anterior exposición concuerda con lo que dedujimos anteriormente en los capítulos I y II, y con ella se llega a los mismos resultados expuestos, pero el procedimiento usado por nosotros tiene el mérito, sobre lo dicho por Angot, de un riguroso proceso mecánico. Por eso advertimos que la reproducción de las explicaciones de Angot sólo tiene por objeto aclarar más la discusión emprendida para aquellas personas que se hayan ocupado poco de este problema y de su importancia en la Aereología general. También advertimos que en nuestra exposición nos referimos constantemente al ángulo formado por las isobaras con la velocidad del viento, y no al correspondiente entre esta velocidad y la gradiente. Pero si se nota que la gradiente debe ser constantemente normal a las líneas isobáricas, se ve claro que el resultado es exactamente igual.

Nosotros establecimos lo siguiente:

1<sup>o</sup> Para cada latitud el ángulo de la isobara con la velocidad del aire tiene un valor constante, siendo este valor mayor en tierra que en el mar.

2<sup>o</sup> Este ángulo crece, en las mismas circunstancias, con la latitud, hasta aproximarse a cerca de 90° en el ecuador.

3<sup>o</sup> El valor de este ángulo, para el caso de distribución de la presión por isobaras rectilíneas y paralelas, en un punto de latitud λ está dado por la fórmula:  $\text{tang}(i, ds) = \frac{F}{2\omega \text{ sen } \lambda}$  (\*)

4<sup>o</sup> El roce F es proporcional a la velocidad:  $F = fv$ .

5<sup>o</sup> Este roce varía con la naturaleza de la superficie terrestre, siendo más grande sobre los continentes que sobre los mares.

6<sup>o</sup> Haciendo abstracción del roce y con temperatura uniforme, el viento soplaría hacia el este, desde el polo hasta el paralelo de 35°16', y desde allí hasta el ecuador soplaría hacia el oeste.

Y para llegar a ello estudiamos el caso general en que las isobaras no son rectilíneas y la trayectoria del viento es una línea curva de radio de curvatura r; mientras que Angot establece su demostración y deduce sus leyes del caso simple de isobaras rectilíneas y paralelas, caso que parece, hasta donde lo hemos estudiado, limitado sólo a la región ecuatorial.

Pero este no es el caso real que se debe considerar en las zonas templadas en donde se presentan centros de presión. Allí la presión va aumentando o disminuyendo regularmente, en todas direcciones, alrededor de un punto central. Simplemente vistas entonces las cosas podemos establecer que las isobaras son circunferencias concéntricas, o poco más o menos, y las gradientes radios de estas circunferencias que van hacia el interior, si la presión disminuye de la periferia al centro, o hacia el exterior si la presión disminuye del centro hacia la periferia, según se trate de centros de bajas presiones o centros de altas presiones.

Estudiando las cosas de una manera sencilla y aplicando las reglas que acabamos de enunciar, se deduce, para un centro de baja presión en el hemisferio norte, que el aire, en lugar de converger allí directamente de la periferia hacia el centro, forma alrededor de este centro un torbellino o ciclón cuya rotación se verifica de derecha a izquierda. Lo contrario acaecería en el hemisferio sur, donde este movimiento ciclónico se efectuaría de izquierda a derecha. Son estas cosas bien conocidas y no se debe insistir sobre ellas.

Pero como en el ecuador la acción desviante de la tierra es nula, no puede presentarse allí este movimiento ciclónico, y por eso, como lo enseña la experiencia, en la zona ecuatorial los ciclones no existen y no se presentan centros de alta o baja presión.

Es, pues, esta zona, desde el punto de vista aereológico, totalmente distinta de las zonas templadas y hace sospechar que en ella las isobaras se aproximan al caso teórico sencillo, visto atrás, es decir, son, o deben ser, rectas paralelas orientadas en el sentido de los meridianos.

(\*) Esta fórmula, tal como aparece en el capítulo II, página 50 del N° 13 de esta Revista, adolece de un error tipográfico.

Bajo el régimen ciclónico de las zonas templadas, en las regiones inferiores de la atmósfera, todo movimiento ciclónico debe estar acompañado necesariamente por un movimiento ascendente hacia la vecindad del centro de baja presión. Allí el aire se eleva a tiempo que gira alrededor del centro, efectuándose el movimiento según líneas helicoidales; y como la altura de la capa de aire afectada por el movimiento no pasa de algunos kilómetros, cantidad muy pequeña con relación a las dimensiones horizontales de los ciclones —que pueden alcanzar a centenares y aún a millares de kilómetros— el aire puede alcanzar rápidamente la parte superior del ciclón aun cuando este movimiento ascensional sea muy débil.

En la zona tórrida ecuatorial, por el contrario, el movimiento ascensional de la atmósfera, de carácter térmico, se verifica directamente sin rotaciones de ninguna especie, salvo el caso de fenómenos locales a que nos referiremos luego, para dar escape hacia las regiones superiores de la atmósfera al aire calentado en contacto con el suelo y que afluye hacia el ecuador procedente de las zonas templadas.

Observaciones semejantes se pueden hacer respecto de los movimientos ciclónicos que tienen lugar alrededor de un centro de alta presión. Pero en ese caso el aire fluye del centro hacia la periferia y la rotación se verifica de izquierda a derecha en el hemisferio norte y de derecha a izquierda en el hemisferio sur. Además, en este caso se presenta descenso de aire por la parte central del torbellino o ciclón, descenso que no puede ocurrir normalmente en la zona ecuatorial de que nos ocupamos.

Los movimientos ciclónicos y anticiclónicos constituyen, pues, un régimen de circulación de la atmósfera que nos es totalmente desconocido en la Meteorología tropical.

Siendo esto así, natural es el resultado, que los meteorologistas encuentran bien extraño, acostumbrados como están a las variaciones barométricas propias de las zonas templadas, de que en la zona ecuatorial los cambios de presión indicados por el barómetro se limitan a las oscilaciones regulares, diurnas y nocturnas, de carácter rítmico, que hallan su explicación en simples consideraciones mecánicas respecto a la dilatación de las bajas capas atmosféricas por calentamientos de convección con el suelo caldeado por los rayos solares. Esta doble oscilación barométrica: diurna o *dinámica* y nocturna o *elástica*, explicada por Garavito, de acuerdo con la tesis de varios autores (\*), se disimula en las zonas templadas por las variaciones barométricas bruscas y esporádicas que hacen prever cambios de tiempo, en forma tan notable, que allí es muy difícil ponerla de manifiesto si no se dispone de largas series de observaciones.

\* \* \*

TEORIA RELATIVA A LAS GRADIENTES BAROMETRICAS EN LA ZONA ECUATORIAL—Todo lo que llevamos dicho respecto a los movimientos de la atmósfera sobre la superficie terrestre nos permitiera relacionar los cambios regulares de la presión con la marcha predominante del viento en esta zona, si no existieran factores que intervienen en forma desconcertante y, hasta cierto punto, poco conocida.

Supongamos, para fijar las ideas, que se trata de relacionar los cambios diurnos y nocturnos de la presión entre dos lugares situados sobre un mismo paralelo, próximo al ecuador, y que se encuentren estos lugares al mismo nivel, por ejemplo el nivel del mar. Supongamos, también, que la diferencia en longitud entre ellos sea un número completo de horas, por ejemplo, seis horas. Como la máxima presión diurna ocurre a las 10<sup>h</sup> y la mínima a las 16<sup>h</sup> en cada lugar, sucedería que, simultáneamente, en el lugar situado al *oeste*, en donde el reloj marque las 10 horas de tiempo medio, ocurrirá la presión máxima diurna, y en el situado al *este* (con diferencia de longitud de 6<sup>h</sup> sobre el primero) ocurrirá la presión mínima de las 4<sup>h</sup> p. m. Tenemos, pues, que en el mismo instante, entre los dos lugares, se presentaría una diferencia de presión barométrica igual a la diferencia entre máxima y mínima acusada por la curva de la doble oscilación diurna del barómetro. Con esta suposición podremos decir que a cada instante existe una diferencia de presión entre los dos lugares por estar decaladas en 6 horas las curvas barométricas respectivas, y que son iguales o muy semejantes, porque la regularidad de la oscilación rítmica de la presión es muy notable en toda la zona ecuatorial. Así, por ejemplo, cuando ocurra en uno de estos lugares la máxima nocturna, en el otro ocurrirá la mínima nocturna a las 4<sup>h</sup> a. m.

Al considerar simplemente las cosas, y notando que para un mismo meridiano los lugares situados sobre él, a uno y otro lado del ecuador, tienen la misma presión a la misma hora, es decir, que ese meridiano es una línea isobara, pudiera pensarse que una gradiente barométrica, paralela al ecuador, y dirigida de *oeste* á *este*, daría lugar a una corriente aérea en ese sentido. Pero ello no

(\*) Refiriéndose a este punto dice Garavito en su trabajo: "El Clima de Bogotá": "La causa de la doble oscilación barométrica es perfectamente conocida; Koemz fue el primero que dio la explicación de ella, y hoy puede decirse que es un simple problema de Mecánica racional determinar la forma de la curva diurna del barómetro, conociendo la de la temperatura. No hay que confundir esta oscilación con la de las mareas, cuya influencia en la presión atmosférica es insignificante, según lo ha demostrado Laplace".

"Es notable en Bogotá la regularidad del barómetro; la mayor separación entre la presión barométrica en un instante dado, y la que le correspondería por la curva, apenas alcanza a dos milímetros. Así, pues, el barómetro, que en las zonas templadas es un precioso indicador de los cambios de tiempo, pues sus alteraciones alcanzan a cuarenta milímetros, aquí, por el contrario, no puede servir para tal objeto, a causa de su poquísima alterabilidad".

es así por la naturaleza misma del movimiento pendular de la presión, pues a las 6 horas esa gradiente estará dirigida en sentido contrario, y así se anularía el efecto producido por la primera.

De esta consideración se deduce que las indicaciones barométricas, en lo que respecta a la gradiente y a la determinación de corrientes aéreas, no tienen en la zona ecuatorial valor alguno, como no lo tienen los valores parciales de las presiones atribuibles a la oscilación barométrica diurna y nocturna, en las zonas templadas. Allí, realmente, lo que determina una gradiente es la diferencia, pudiéramos decir, de potencial entre dos isobaras a un instante dado, descontando los valores de la presión atribuibles a la oscilación dinámica y elástica durante las 24 horas del día, de acuerdo con la curva de dicha oscilación obtenida por una larga serie de observaciones.

De esta consideración también resultará que en la zona ecuatorial debieran sólo existir corrientes ascendentes, pensando que ella fuera una especie de faja de presión mínima, a donde afluyen las corrientes aéreas que proceden de los dos hemisferios: boreal y meridional. ¿De dónde, pues, resulta la corriente ecuatorial permanente y dirigida de *este* a *oeste*, de que hemos hablado?

A nuestro parecer tal corriente no es sino el resultado de los vientos alisios que soplan con más o menos irregularidades en el hemisferio norte en dirección *noroeste*, y en el hemisferio sur en dirección *suroeste*, como lo demostramos en los capítulos anteriores.

Tal vez esta explicación tiene valor relativo; por eso ella no satisface de modo completo, porque subsiste el hecho de que no hay dato barométrico alguno que justifique su existencia.

Evidentemente, el trazado de cartas isobáricas, considerando a las isobaras como intersecciones de las superficies isopiésicas con la superficie terrestre, da a cada momento el estado potencial de un conjunto considerable de la atmósfera, que va a producir efectos dinámicos fácilmente predeterminados. Pero la ausencia completa de tales isobaras (ya que las curvas isobáricas en las regiones tropicales, son, en rigor, curvas de nivel), no sólo no permite formar idea respecto de la distribución de las presiones y de los probables efectos dinámicos que esa distribución presupone, con mira a hacer predicciones de carácter meteorológico, sino que no suministra datos para explicar las corrientes de aire locales, corrientes que son la causa de las perturbaciones climatéricas que registran los aparatos de observación sobre la superficie del suelo.

La constancia de las indicaciones barométricas en toda la zona ecuatorial, zona que se extiende, por lo menos, según se ha observado en Colombia, hasta los 15° al norte del ecuador, demuestra que esta *zona de calmas* obedece a un régimen aereológico peculiar caracterizado por la ascensión continua de masas de aire y por la existencia de una corriente aérea ecuatorial predominante y cuya constancia debe aceptarse de acuerdo con la indicación de una presión barométrica constante.

\* \* \*

FENOMENOS AEREOLÓGICOS LOCALES—Una aplicación muy interesante de la ecuación general que se dedujo en el Capítulo I de este estudio (\*), y que se puso bajo la forma:

$$\frac{1}{\rho} \partial P = \partial U - \left[ S'' \cos \mu + \frac{S'^2}{r} \cos \nu \right] \partial S$$

(Fórmula en la cual  $r$  es el radio de curvatura de la trayectoria de una corriente de aire,  $S'$  la velocidad,  $S''$  la aceleración,  $\mu$  el ángulo  $(ds, \partial S)$  entre la velocidad y el desalojamiento, y  $\nu$  el ángulo  $(r, \partial s)$  entre el desalojamiento y el radio de curvatura), se encuentra en el estudio de Garavito sobre las causas que determinan en Bogotá el descenso de temperatura, el aumento de presión y las lloviznas en los meses de junio, julio y agosto.

Garavito supone una corriente de aire que se mueve sobre las llanuras orientales, y que estima es el alisio sur, que sopla regularmente en estos meses con dirección *suroeste*. Esta corriente encuentra a la Cordillera Oriental en su movimiento, y siguiendo el contorno topográfico de la cordillera, llega a Bogotá después de haber sufrido cambios considerables de presión y temperatura.

Garavito supone dos lugares: uno  $A$  situado sobre la planicie de los Llanos orientales, y otro  $B$  situado en la Sabana de Bogotá, y dice: "Sea  $H$  la diferencia de nivel entre esa capa (al nivel del llano), en la posición  $A$  antes de principiar el ascenso, y Bogotá, en  $B$ . Sean  $\theta$ ,  $P_0$  y  $v_0$  la temperatura absoluta, la presión y la velocidad de la masa de aire en  $A$ , y  $\theta$ ,  $P$  y  $v$  las mismas cantidades referentes a la misma masa cuando llega a  $B$ . Tendremos, además,  $\cos(ds, \partial S) = 1$  y  $\cos(r, \partial s) = 0$ ." Evidentemente, para hacer esta hipótesis hay que aceptar que el viento que sopla en los Llanos de Casanare y San Martín, antes de llegar a Bogotá, se mueve según una trayectoria rectilínea. Además de esto, agrega: "Por otra parte, como las variaciones diurnas del barómetro son muy pequeñas, podemos considerar a  $P$  independiente del tiempo y reemplazar la diferencial  $\partial$  relativa a la posición, por la  $d$  referente al movimiento".

La ecuación general, vista atrás, la pone Garavito bajo la forma:

$$\frac{1}{\rho} \partial p = \partial U - \left[ (F + S') \cos(ds, \partial s) + \frac{S'^2}{r} \cos(r, \partial s) \right] \partial s$$

(\*) Véase el N° 12 de esta Revista, página 448.

para deducir, con las consideraciones hechas:  $\frac{1}{\rho} dp = -\frac{d^2s}{dt^2} ds + Xdx + Ydy + Zdz - Fds$

Al llamar  $v$  la velocidad del viento, tendremos:

$$\frac{d^2s}{dt^2} ds = \frac{ds}{dt} d \frac{ds}{dt} = vdv = d \frac{v^2}{2} \quad \text{Además: } Xdx + Ydy + Zdz = -gdz$$

Por tanto:  $\frac{1}{\rho} dp - gdz - d \frac{v^2}{2} = Fds$ . De este último valor sacamos, notando que  $\rho g$

es el peso específico y  $\frac{1}{\rho g} = V = \text{volumen específico}$ :  $\frac{1}{\rho g} dp = -dz - d \frac{v^2}{2g} - \frac{F}{g} ds$ .

$$Vdp = -dz - d \frac{v^2}{2g} - \frac{F}{g} ds.$$

Con este fundamento considera Garavito el movimiento del aire desde  $A$  hasta  $B$ , durante un día entero, y acepta que la masa de aire que se mueve describe una adiabática, porque el calor que absorbe durante las primeras horas del día, por convección con el suelo caldeado y por absorción, es igual a lo que pierde por irradiación en el resto del día hasta caer la tarde.

No creemos necesario llevar el cálculo hasta las deducciones finales, por cuanto al tratar de nuevo este punto sólo hemos querido demostrar cómo, en cada caso particular, es posible la aplicación de las ecuaciones generales del movimiento, para deducir de un movimiento ya preestablecido las consecuencias locales que de él pueden deducirse respecto de los cambios de presión y temperatura, influidos por condiciones topográficas locales.

Evidentemente, si fuera posible en la zona intertropical, en un momento dado, establecer por medio de una carta isobárica los movimientos de las grandes corrientes aéreas, sería fácil, conociendo también el relieve de la región, llegar al conocimiento previo de los cambios de presión, temperatura y humedad, de carácter local, que permitieran prever condensaciones y lluvias en esa región.

Estos cambios, lo repetimos, son de carácter enteramente local; por eso los vientos superficiales pueden considerarse como un efecto y no como una causa, y al manifestarse ellos no determinan ninguna variación de la columna barométrica, porque en el fenómeno local en que intervienen, las masas de aire puestas en movimiento son poco considerables.

Si estudiamos, desde este punto de vista, un movimiento ciclónico de carácter local, de extensión muy reducida, se nota que las variaciones de presión en el centro de él, son nulas o casi nulas, como lo hemos podido observar en multitud de ocasiones en la Sabana de Bogotá. En tales ocasiones fuertes vientos superficiales que han alcanzado hasta una velocidad máxima de 14 metros por segundo, no se extienden a más de veinte o treinta kilómetros alrededor de un centro de baja o de alta presión, en donde el barómetro sólo ha registrado variaciones casi insensibles, de 2 ó 3 décimas de milímetro, a lo sumo.

Entonces ocurre que mientras el pequeño torbellino de 50 kilómetros de diámetro, o aún menos, presenta localmente, en las bajas regiones de la atmósfera, todos los aspectos de un ciclón, en las altas continúa imperturbable la gran corriente ecuatorial de *este* a *oeste*. Y así no se registran superficialmente alteraciones barométricas de ninguna especie, ni se presentan gradientes efectivas que fueran causa de las corrientes aéreas, y que permitieran el trazado de curvas isobaras para calcularlas. Durante el desarrollo del fenómeno y en toda la extensión superficial cubierta por él, el barómetro continúa imperturbable indicando solamente la oscilación diurna y nocturna regular de que se habló atrás. Como lo hemos dicho, tal vez ocurren en la región central del torbellino alzas o bajas de presión, según se trate de centros de alta o baja presión, pero son ellas tan insignificantes, que pasan desapercibidas si no se observan con barógrafos registradores de gran sensibilidad.

En el caso estudiado por Garavito, si se instalaran esos barógrafos en  $A$  y en  $B$  y se aislaran cuidadosamente las variaciones de presión de los valores medios de la oscilación barométrica diurna y nocturna (estudiada por su curva media), aparecerían como insignificantes. Por eso creemos que tanto en los Llanos orientales, como en Bogotá, durante los vientos que soplan en dirección *suroeste-noroeste*, en los meses de Julio y Agosto, el aumento de presión sólo puede alcanzar a algunas décimas de milímetro.

\* \* \*

EL BAROMETRO EN LA ZONA INTERTROPICAL.—Todo esto indica, que en la zona de calmas ecuatorial, según lo dicho atrás, el barómetro no es de utilidad práctica, de ninguna especie, en el estudio de la distribución de las presiones para el trazado de cartas isobaras. Así, aquí todas las reglas que se establecen por los meteorologistas de las zonas templadas para la previsión del tiempo a corto plazo, fallan completamente.

(Continuará)

## LOS ARBOLES MAS NOBLES DE LAS LAURACEAS COLOMBIANAS

"CANELOS", "CAPARRAPIES" Y "COMINOS REALES" (1)

JESUS M. DUQUE J.  
Taxonomista Nacional de Bosques

En la gran familia de las Lauráceas, casi todas industriales, existen varios árboles que son ya célebres en la historia de la Botánica colombiana, por las dudas y discusiones que han suscitado entre prácticos y científicos, quizá debido más a especulaciones teóricas que al coleccionamiento de materiales objetivos y concluyentes, como pruebas irrefutables. El valor máximo de los productos maderables o el aceite medicinal de ellos han contribuido a formar al respecto leyendas exageradas o carentes de criterio científico. Estos son los árboles conocidos vernacularmente con los nombres de "canelos", "laureles caparrapiés", "cominos crespos", "cominos lisos" y "cominos arrayanes", según las colecciones modernas del suscrito.

En el siglo pasado los profesores de Botánica médica, Dres. Sandino Groot y Andrés Posada Arango, el primero de la Escuela Nacional de Medicina en Bogotá, y el segundo de la Escuela de Medicina en Medellín, contribuyeron a popularizarlos cuando sostuvieron una acalorada polémica sobre la identidad taxonómico-botánica del árbol denominado "canelo caparrapi" o "laurel aceite caparrapi". El primero de los nombrados profesores aseguraba que pertenecía tal árbol al género *Ocotea* sp., de la familia de las Lauráceas, y el segundo replicaba que era del género *Oreodaphne* sp. Parece que ambos profesores concordaron en que la determinación específica podría ser *oleifera*. Este es un término erróneo de la especie, porque el correcto término específico es *opifera* Mart., que quiere decir "que da auxilio, que favorece, saludable, eficaz", etc., en buena gramática latina. Entonces ambos contrincantes trajeron a cuento (sin colecciones a la vista) la titulación clásica de Carolus Martius, en su obra monumental "Flora Brasiliensis" (tomo sobre las Lauráceas, pág. 195), quien titula y describe el "canelo medicinal amazónico" o "canelo caquetá" o "comino canelo cenizo caquetense", el cual sí pertenece realmente al *Ocotea opifera* Mart., nombre este último que es el válido en la Botánica moderna, sobre identificaciones berlinenses hechas con colecciones disecadas y enviadas por el suscrito.

La "especie típica" de Carolus Martius tiene las siguientes sinonimias:

*Mespilodaphne opifera* Meissn.; *Oreodaphne* (*Ape-riphracta*) *opifera* Nees.; *Laurus opifera* Mart. Sin embargo, es interesante saber hoy con conclusiones modernas, que en Colombia existen varias especies nobles o falsas de "canelos medicinales", que pertenecen seguramente a distintas especies taxonómicas, cuando no verosíblemente a dos géneros distintos, pero siempre dentro de la familia de las Lauráceas. Como contribución al conocimiento científico de estas especies y otras compañeras, quiero pasar a discriminarlas con acopio de observaciones directas. Entremos en materia, fundados en Martius.

*Ocotea opifera* Mart.—Nombres vulgares: *Canelo cenizo amazónico*; *Canelo peloso caquetense*.

Arbol grande o mediano, de 20 a 25 m. de alt. y 80 cms. de diámetro, más o menos, según el suscrito. Ramillas estriadas, las más jóvenes seríceas (sedosas). Las hojas son esparcidas, de 6 a 12 pulgadas de largo (descartamiento del caparrapi real) y 2 a 2¾ pulgadas de ancho, con peciolo como de 1 cm. de largo, canaliculado, totalmente glabro, nervaduras en número de 12 a 16, por ambas partes algo aparentes, tenues y arqueadas.... Inflorescencias en panículas axilares tirsóideas, con derivaciones de ramillas de 4 a 5 pulgadas de largo, totalmente cano-tomento-pubescentes y terminadas en dos brácteos (bífido-cimosos), cada una con 5 a 7 flores pediceladas y pequeñas, dióicas; cáliz de una lin. de largo, puberúleo; 9 estambres estrechamente insertos, con anteras ovado-obtusas y filamentos del doble de longitud de éstas, sin estaminodios, con cercanas glándulas sésiles; baya frutal ovoidea, de color amarillo dorado, de 4 a 5 lin. de largo y cubierta hasta la mitad por la cúpula unida estrechamente, como es la característica del género *Ocotea*. La madera es de bello aspecto, semejante al ébano, inmune contra los insectos y utilísima en todo sentido. Habita esta especie en la hoya hidrográfica del Amazonas, en Manaos, en el río Negro, en el Yapurá o Caquetá, etc.

La especie recogida en las selvas del municipio de Caparrapi por el meritorio explorador botánico, señor D. Hernando García Barriga, en junio del año pasado, es netamente un *aff.* del que yo descu-

(1) (Al Señor Presidente de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Doctor Jorge Alvarez Lleras, con señalada admiración).