

Aerotecnia

Notas sobre Torbellinos Termoconvectivos

Por el Ingeniero Aeronáutico, Comandante **D. LUIS AZCÁRRAGA**

(Continuación y fin.)

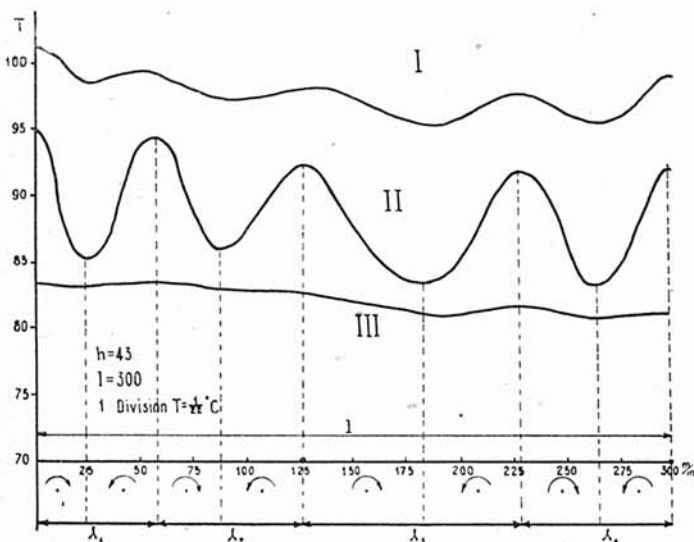


Figura 7.

Reparto de temperaturas según la anchura del canal: $l = 300$ m/m.

- Curva I: Junto al fondo caliente.
- Curva II: En el plano horizontal a media altura h .
- Curva III: Junto al techo frío.

(Según una experiencia de Avsec; véase el número anterior.)

c) APLICACION A LA METEOROLOGIA

La teoría general de los torbellinos termoconvectivos tiene una aplicación inmediata dentro del campo de la meteorología al extender a la atmósfera libre los resultados obtenidos experimentalmente. La primera consecuencia es imaginarse los resultados que aparecen en la atmósfera libre al provocarse un torbellino de naturaleza termoconvectiva. La visualización conseguida en el laboratorio puede sustituirse por el análisis detenido de los tipos de nubes si el proceso cinemático de éstas permite la comparación con los tipos de torbellinos, considerando a las nubes como la visualización del proceso real en la atmósfera en espesores mucho más considerables que los obtenidos en un túnel experimental.

El propósito tiene, por tanto, doble carácter. De una parte se trata de confirmar la aplicación de la teoría y la exactitud de las consecuencias en la atmósfera libre; con ello se contribuye al desarrollo de la teoría. De otra parte se pretende que la comparación de los tipos de nubes reales (y de su evolución) con los procesos cinemáticos nos permita tener clara idea de las reacciones de la atmósfera sobre cualquier cuerpo que en ella se mueva, con sólo la observación de los tipos de nubes, que pasan a ser así el exponente del movimiento del aire atmosférico; con ello se contribuye grandemente al desarrollo y perfeccionamiento de la navegación aérea. El estudio debe estar fundado forzosamente en la medición de valores sobre la propia atmósfera; es decir, en la Aerología, tomando como base también las definiciones y clasificaciones hasta ahora en vigor, principalmente las contenidas en el Atlas Internacional de Nubes. La realización práctica de este estudio supone una colaboración estrecha entre el meteorólogo y el navegante aéreo, que sólo puede redundar en beneficio directo de la Aeronáutica, tanto por lo que afecta a la manera de ejecutar el vuelo, como también por el mayor conocimiento que el piloto obtendrá del medio en que se mueve, y acaso también porque influya en la organización o en los accesorios del material aeronáutico.

Idrac estudió particularmente la periodicidad espacial de las corrientes ascendentes y descendentes ocasionadas en atmósfera libre por el fenómeno de relieve. La aplicación primera de orden práctico consiste en su aprovechamiento para los vuelos sin motor, y fué deducido directamente de la observación del vuelo de los pájaros.

Sin embargo, estas corrientes verticales así originadas son accidentales, y no debe dársele sino una importancia muy restringida. Se hace preciso buscar otra causa de mayor extensión que nos permita a su vez explicar la diferencia entre los diversos tipos de nubes observados realmente. Las corrientes verticales de la atmósfera libre pudieran ser ocasionadas por la diferencia de temperatura, y, por tanto, tendrían un origen análogo al de los torbellinos celulares definidos por Benard.

Como se ha visto, las experiencias de laboratorio han

permitido comprobar que estas diferencias de temperatura provocan torbellinos de los llamados en bandas longitudinales cuando las capas de aire tengan un movimiento general de traslación. La propia atmósfera podrá servirnos para comprobar la teoría, suponiendo que en las altas capas las condiciones sean semejantes a las de laboratorio para obtener torbellinos regulares. Así, por ejemplo, los cirros dispuestos en bandas regularmente espaciadas podrán ser la parte superior de torbellinos convectivos, hechos visibles por la condensación del vapor de agua. Hasta entonces estas nubes se explicaban solamente por la teoría de Helmholtz, de origen dinámico, y así se vió que podría agregarse otra teoría termodinámica para explicar su aparición. Estas observaciones han sido el punto de partida que, unido a los resultados complementarios obtenidos por los diversos físicos y meteorólogos ingleses y alemanes, y también por Avsec, han permitido desarrollar la teoría de los torbellinos convectivos en atmósfera libre.

Puesto que el punto fundamental es la formación de las corrientes convectivas provocadas por inestabilidades verticales, tal como lo vemos en las experiencias de laboratorio y en la teoría de los torbellinos termoconvectivos, es indispensable en primer lugar tratar de estudiar las razones y frecuencia de dichas inestabilidades verticales. La ecuación del equilibrio vertical, supuesto constante el valor de g para un lugar geográfico, y que las variables presión y densidad no dependan más que de la altura, tiene la forma de la ecuación diferencial $\frac{d\rho}{dz} = -\rho g$, que, unido con la ecuación de los gases perfectos $p = R \cdot T \cdot \rho$, nos da

$$\log \frac{P}{P_0} = -\frac{g}{R} \int_0^z \frac{dz}{T}$$

Suponiendo una determinada ley de variación de la temperatura con la altura, según la zona de la atmósfera de que se trate, obtendremos la ley definitiva de las variaciones de

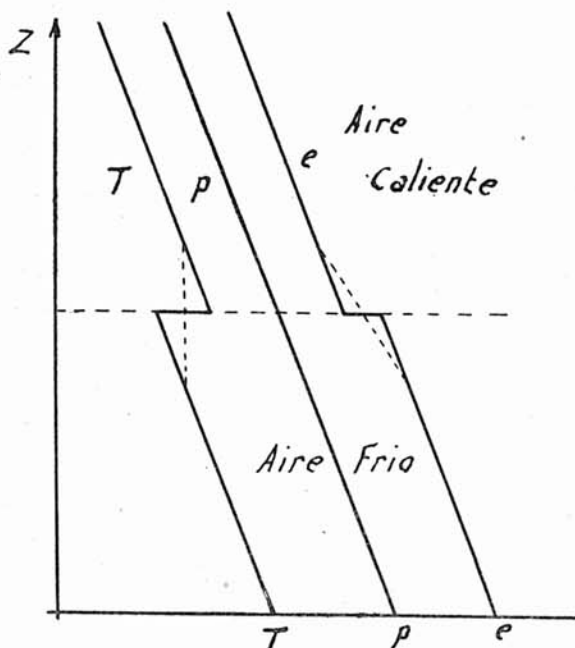


Figura 8.—Estratificación estable.

presión y densidad con la altura. Así, tomando $T = T_0 - \beta z$, resultan:

$$p = p_0 \left(\frac{T_0 - \beta z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\beta}} \quad \rho = \rho_0 \left(\frac{T_0 - \beta z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\beta} - 1}$$

Es, sin embargo, muy frecuente observar en la atmósfera real casos en los que aparecen discontinuidades en la temperatura y en la densidad de las capas de aire, las cuales no disminuyen a veces de una manera continua a medida que se asciende. Algunos ejemplos de causas realmente frecuentes nos pondrán esto de manifiesto.

Si una capa de aire caliente reposa sobre otra más fría, tal como está representado en la figura 8 (en la cual se advierte la discontinuidad con inversión de la temperatura y la discontinuidad sin inversión de la densidad), el equilibrio permanece, los cambios térmicos a causa de la conductibilidad de los gases se hacen lentos y la repartición puede suponerse que sigue las líneas marcadas de trazos. En el caso en que toda la masa de aire tuviera un movimiento de traslación, se provocarían movimientos turbulentos en la superficie de separación, que suavizarían rápidamente las discontinuidades.

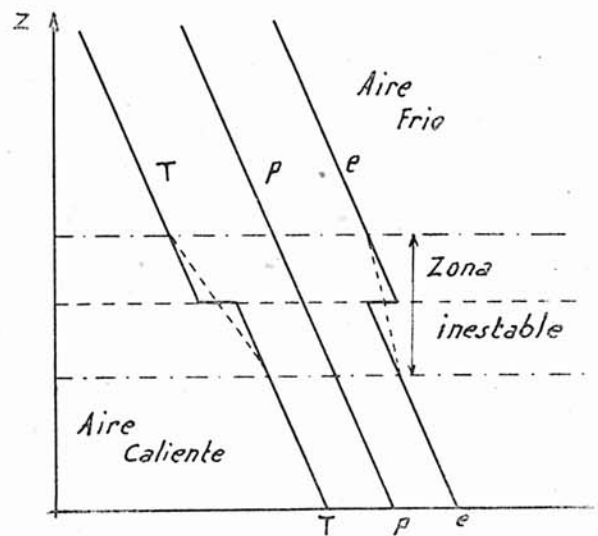


Figura 9.—Estratificación inestable.

Supongamos, en cambio, el caso en que el aire frío está colocado encima del aire caliente, tal como está representado en la figura 9 (donde se advierte la discontinuidad con inversión de la densidad). El sistema resultante no es estable, y un movimiento turbulento debe aparecer en la zona de inestabilidad. Este caso produce, por tanto, inestabilidad vertical, semejante a la que se provoca en el laboratorio para la formación de torbellinos termoconvectivos en una capa fluida horizontal, y entonces las corrientes que se produzcan deberán tener una organización cinemática semejante a los torbellinos celulares que aparecerán en el laboratorio a una escala reducida. La comprobación real de la existencia de tales corrientes puede hacerse en la atmósfera libre multiplicando los sondeos que permitan comprobar las variaciones verticales de las temperaturas y presiones. Pero en

numerosos casos dicho movimiento podrá ponerse de manifiesto por la aparición y organización de las nubes. La comparación con la visualización de laboratorio se completa si se considera que los torbellinos celulares de dos dimensiones son el corte de los torbellinos en bandas. Las nubes poligonales coincidirán con las columnas de aire de algunos de los torbellinos celulares, y las nubes en bandas corresponderán a la condensación del vapor de agua entre dos rodillos contiguos.

Por otra parte, es bien conocido de la Meteorología algún caso que provoca la inversión de densidades señaladas en la figura 9. La radiación puede hacer, por ejemplo, que la atmósfera, por debajo de una capa nubosa, se caliente por el suelo mientras que la superior se enfría por la radiación hacia el espacio. Otra causa es la ascensión de una capa nubosa, que está limitada en su techo por aire seco. La disminución de la temperatura durante la elevación adiabática produce una inestabilidad, y el aire seco tenderá a descender para encontrar las condiciones iniciales; el movimiento atravesará o no la capa nubosa, según el espesor de ésta.

Considerada así la teoría que puede extenderse a todos los tipos de nubes fragmentadas, se trata de examinar de una manera particular los caracteres específicos que corresponden a las nubes tipo.

Nubes poligonales.—Al caso de los torbellinos celulares, es decir, al caso de que aparezcan inestabilidades verticales en una capa horizontal que esté en reposo relativo con las capas colindantes, corresponden evidentemente las nubes poligonales. El alto *cumulus trucidus* es la nube tipo, que muestra una organización análoga a las células poligonales.

El punto más importante de esta analogía no consiste, sin embargo, en interpretar la formación de las nubes tipo, sino en explicarse la transición entre sí de las nubes fragmentadas, dentro siempre de los mismos principios de organización; es decir, tomando como punto de partida los torbellinos celulares. Pero esta explicación la podemos obtener también de la experiencia de laboratorio en otra ocasión relatada. Para ello solamente tenemos que recordar las diferencias obtenidas en las experiencias hechas en aire húmedo con calentamiento moderado (débil evaporación) y las

hechas con calentamiento activo (fuerte evaporación). Los elementos nubosos guardarán, en efecto, su individualidad si las inversiones de la densidad y su contenido en vapor de agua son pequeñas. En cambio, los elementos nubosos acabarán por convertirse en una capa continua si nos encontramos con inversiones grandes o si las masas de aire están saturadas de vapor de agua. Así tenemos la transición de las nubes fragmentadas a una capa nubosa continua, tal como nos lo explica esquemáticamente la figura 10.

Hay que tener en cuenta, sin embargo, que las condiciones físicas cambian rápidamente desde que el vapor de agua interviene; lo cual no puede ser sin consecuencias para la circulación general, y por tanto, el mecanismo que se representa esquemáticamente no es una imagen exacta, sino solamente aproximada del de la atmósfera. De manera análoga podría imaginarse esta transición en sentido inverso, para pasar de la capa continua a su fragmentación y producir nubes separadas.

Nubes en bandas.—Si estudiamos el caso de una capa fluida que resbala en movimiento de traslación sobre la otra en reposo, nos vamos a encontrar con el mecanismo de formación de las nubes en bandas. Las nubes tipo, tal como las define el Atlas Internacional de Nubes, son: las *ondulatus*, que están compuestas por elementos alargados paralelos entre sí, análogos a las olas del mar. Y las *radiatus*, que define las nubes que por efecto de perspectiva parecen converger en un punto del horizonte. Las bandas convergentes están onduladas en sentido transversal; pero la longitud de onda transversal es sensiblemente inferior a la de las bandas principales.

Al tratar de explicarnos el mecanismo de formación de estas nubes, y como consecuencia su analogía con los casos conocidos de torbellinos, debemos recordar la discusión, ya estudiada entre la teoría de Von Helmholtz, que lo atribuye a olas atmosféricas, y las de los torbellinos termoconvectivos. Y probablemente, el modo mejor de decidir en cada caso será significar concretamente los puntos esenciales que caracterizan a cada uno de los dos orígenes: olas atmosféricas o nubes en bandas orientadas al viento.

Vamos a tratar de definir en primer lugar las condiciones que caracterizan a las olas atmosféricas. El progreso de estas olas no se explica suficientemente por causa de la viscosidad, puesto que, por el principio de la semejanza mecánica, el efecto de la viscosidad disminuye a medida que es más vasto el espacio ocupado por el fluido. El propio Helmholtz nos da un ejemplo numérico terminante. Supongamos una capa de aire que se traslade con una velocidad uniforme. La velocidad en el suelo es evidentemente nula, y la capa superior también estaría frenada por causa del frotamiento en función inversa de su distancia al suelo. Si la atmósfera tuviera densidad constante, daría para la temperatura de 0° C. una altura reducida de 8.000 metros, y serían precisos 42.000 años para que la velocidad en la superficie superior se redujera por viscosidad a la mitad de su valor inicial. El hecho real es que la propagación resulta aún más lenta, puesto que la densidad del aire disminuye con la altura. Resulta análoga lentitud si se calcula la propagación del calor por conductibilidad ordinaria.

Consideremos, en cambio, el caso de una capa fluida que resbala en movimiento de traslación sobre otra en reposo, lo cual Helmholtz demuestra que podría producirse por algunos instantes; el equilibrio inestable de la superficie de dis-

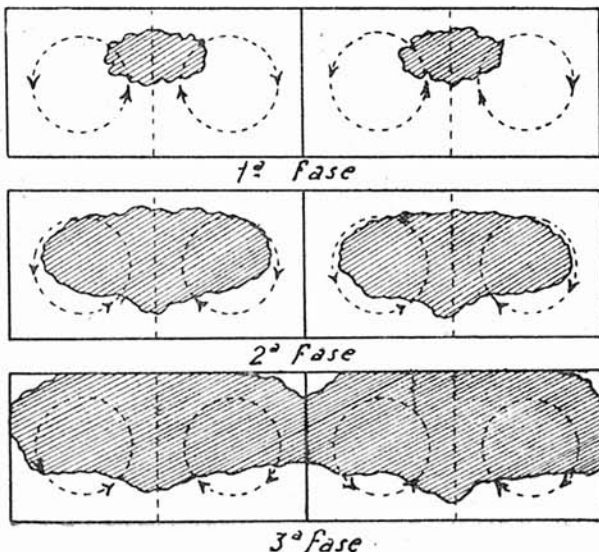


Figura 10.

continuidad producirá turbulencias, cuyo efecto dependerá de la diferencia de naturaleza entre las dos capas flúidas. Si las dos masas son homogéneas, la mezcla se completa; pero si la capa superior es más ligera que la inferior, se favorece la formación y propagación de las olas regulares.

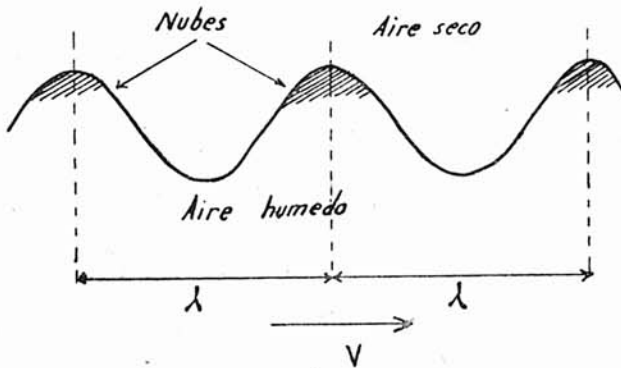


Figura 11.— Condensación en la cresta de las olas atmosféricas.

Este es el mecanismo de las nubes en bandas regularmente espaciadas, que se pone de manifiesto en la figura 11, puesto que la estratificación que favorece la formación de las olas hemos visto que aparece frecuentemente en la atmósfera real. La superficie de discontinuidad se hará visible si la capa de aire inferior está lo bastante cargada de vapor de agua, pues se hará opaca (a causa de la condensación) donde la presión esté en baja.

El punto de partida es, por tanto, el hecho de un movimiento de traslación de una capa flúida sobre otra. La separación entre bandas nos da la longitud de onda, la cual depende, según vemos, de la velocidad de traslación entre las dos capas y de la diferencia de densidad. La anchura y opacidad de las bandas depende directamente del grado higrométrico y de la amplitud y longitud de onda. Por ejemplo, se puede calcular que la longitud de onda entre dos capas de aire, respectivamente, a 0 y 10 grados, y cuya diferencia de velocidad es 10 metros por segundo, resulta 550 metros aproximadamente; por tanto, podemos imaginar el caso en que las olas atmosféricas alcancen longitudes de onda muy diferentes: desde 30 kilómetros a una decena de metros.

Veamos ahora el caso de las nubes orientadas al viento. La característica esencial de las nubes dinámicas, vistas en el párrafo anterior, es que son perpendiculares a la velocidad de traslación. Pero ésta no es la forma común de presentarse las nubes en bandas; por el contrario, son más frecuentes las nubes orientadas en sentido del viento que las nubes transversales. Es preciso buscarles otro origen distinto que el dinámico, y se ha visto precisamente en las experiencias antes relatadas en el laboratorio que los torbellinos en bandas en sentido del viento eran justamente la consecuencia de corrientes termoconvectivas; es decir, que el criterio para decidir entre dos teorías puede ser la orientación de las bandas con relación al viento.

Este primer caso se ha desarrollado a fondo y se ha llegado incluso a conclusiones aún más exageradas. Walker y Philipps han producido experimentalmente torbellinos termoconvectivos, dispuestos en bandas transversales, a las velocidades de traslación. De aquí que no sea suficiente diferenciar los caracteres aparentes, puesto que no resultan to-

talmente distintivos. Se hace preciso imaginar conciliaciones entre las dos teorías.

Teoría definitiva de las nubes en bandas.—Puesto que no basta el carácter de diferenciación según la orientación de las bandas con relación al viento, podemos explicarnos las diferentes formaciones estudiándolas según la teoría general de los torbellinos en bandas transversales. Estas son las formas intermedias entre las células poligonales producidas en una capa de aire en reposo y las células cuadradas cuya diagonal se dirige en el sentido de la corriente de traslación. La condición distintiva que marcaba carácter a los torbellinos resultantes era, por tanto, el valor de la velocidad de traslación, según variara entre cero y el valor crítico correspondiente a las células cuadradas.

Sin embargo, aún es insuficiente este criterio de la velocidad como efecto decisivo, puesto que se ha demostrado que no siempre se consigue producir bandas transversales, dependiendo la posibilidad de la forma como primitivamente se han dispuesto las células exagonales. Si éstas se encadenan paralelamente al movimiento de traslación, siempre aparecen de una manera inmediata los rodillos longitudinales. Si, por el contrario, aparecen encadenadas transversalmente, pueden resultar fácilmente los rodillos transversales. Y puesto que la orientación inicial de los exágonos es accidental, no podrá esperarse la producción frecuente de las bandas transversales.

Como resultado de todo esto, el criterio distintivo vendría marcado por la formación original de las células y por el valor de la velocidad de traslación. Pero aún ha llegado más adelante la experiencia de laboratorio. Trabajos experimentales realizados por Avsec demuestran que es posible hallar bandas transversales sin que estén precedidas por células exagonales, y como consecuencia se deduce que las bandas transversales son el resultado de dos fenómenos superpuestos.

1.º Origen dinámico. Formación de olas en la superficie de discontinuidad entre dos capas flúidas de densidades diferentes.

2.º Desarrollo de las corrientes termoconvectivas que se adaptan a las olas sucesivas.

Las nubes en bandas transversales deben resultar de un fenómeno semejante a éste; de una parte, lo frecuente de la superficie de discontinuidad en la atmósfera favorece la aparición de las olas; y por otra parte, las inversiones del gradiente de temperaturas que se comprueban deben dar nacimiento a las corrientes convectivas.

Así, la teoría dinámica queda en servicio, pero completada por la teoría termoconvectiva cuando ésta no se basta por sí sola.

Dimensiones de las nubes fragmentadas.—Hay una contradicción aparente entre los resultados teóricos y experimentales referentes a la relación λ/h , que en condiciones normales varía entre 2 y 3, y los valores aparentes que se obtienen en la realidad atmosférica. Porque a pesar de las pocas medidas efectuadas en la realidad, y por ello imprecisas, es lo cierto que la relación λ/h es muy grande en la atmósfera real; es decir, las dimensiones horizontales de las nubes sobrepasan generalmente con mucho a la dimensión vertical. Así, por ejemplo, para los cúmulos en bandas se ha observado que la relación es aproximadamente 6,6, y para el *strato cumulus* es de 3,5. Pero por otra parte, esta aparente discordancia podemos explicarla sin más que recurrir

a las experiencias de laboratorio. Cuando se visualizan los torbellinos termoconvectivos en aire saturado de vapor de agua para aproximarlos a las condiciones reales de la atmósfera libre, vemos que las manchas visualizadas son muy aplastadas y no ocupan más que una parte pequeña de la altura total de la capa de aire turbillónario; es decir, que no se deben identificar las relaciones λ/h de la célula turbillónaria con las mediciones hechas en los depósitos reales de vapor de agua condensada.

Por analogía, tampoco el espacio de las nubes compartimentadas es necesariamente igual al ocupado por corrientes termoconvectivas; generalmente será muy inferior.

Lo anterior, en cuanto se refiere a la relación entre las dimensiones horizontales y verticales; pero si nos referimos a las dimensiones en sí de las nubes, aparece que las nubes compartimentadas son más de mil veces mayores que las de los torbellinos artificiales. Resulta así que a pesar de las condiciones aparentemente desfavorables, la Naturaleza produce fenómenos que en el laboratorio han exigido muchas precauciones. Esta particularidad paradójica se explica admitiendo que la atmósfera real posee una viscosidad y una conductibilidad complejas mucho mayores que las del aire en calma en una sala de experiencias. Debemos acudir al criterio de Rayleigh para confirmar o no esta hipótesis.

En primer lugar, será necesario que el sistema de la atmósfera real permanezca en equilibrio preconectivo estable, y entonces podemos aplicar el criterio de Rayleigh. Ese equilibrio preconectivo es fácil de encontrar, puesto que no es difícil comprobar en la atmósfera descensos de temperatura superiores al gradiente adiabático, prueba indirecta de que el aire más denso queda encima del más dilatado, lo cual es contrario a la estabilidad, y, sin embargo, el equilibrio vertical no se destruye.

Si suponemos la presión constante, la desigualdad de Rayleigh para los gases perfectos tiene por expresión $\frac{T_2 - T_1}{T_1 + 273} \frac{g h^3}{\chi \nu} \leq \Lambda$, lo cual puede servirnos para una apreciación aproximada siempre que el espesor de la capa atmosférica no sea demasiado grande.

Tomando las condiciones en los límites y una temperatura de 0° C., se calcula que la diferencia de temperaturas extremas para una capa de un centímetro de espesor deberá pasar de 4,42 C. para que el equilibrio preconectivo se rompa. Pero la desigualdad anteriormente expresada nos dice que esta diferencia crítica de temperaturas extremas disminuye en sentido inverso de la tercera potencia del espesor, y en estas condiciones un gradiente sobre-adiabático de temperatura que fuera poco superior al gradiente adiabático, bastaría para originar movimiento convectivo en una capa de aire de mayor espesor. Por cada 100 metros de espesor el cálculo da $\beta_s = \beta_a + 4,42 \times 10^{-8}$ grados centígrados.

Los gradientes observados corrientemente en la atmósfera son superiores a este valor; es decir, que si se admite que el criterio de Rayleigh es aproximado, sólo puede justificarse la existencia de gradientes sobre-adiabáticos sin que se rompa el equilibrio, suponiendo que el producto $\chi \nu$ para el aire atmosférico es mucho mayor que el producto de la conductibilidad molecular por la viscosidad cinemática correspondiente a las experiencias a escala reducida en el laboratorio. En función de los gradientes de temperaturas y

del espesor de la capa en el momento en que los movimientos convectivos empiezan a producirse, el producto $\chi \nu$ está

dado por la fórmula $\chi \nu = \frac{\beta_s - \beta_a}{T + 273} \frac{g h^4}{\Lambda}$ deducido de la des-

igualdad anterior, tomando $T_2 - T_1 = h (\beta_s - \beta_a)$. Aparecen así valores de χ y de ν mil y diez mil veces mayores que los de experiencias de laboratorio.

Directrices para la investigación en vuelo.—La Comisión Internacional para estudio de la turbulencia atmosférica propone desarrollar muy activamente las investigaciones en vuelo de las corrientes convectivas en la atmósfera libre. He aquí algunas directrices que pueden encauzar estas investigaciones:

1.º La observación de las nubes, y mejor aún la fotografía de ellas desde el suelo y en su parte superior por medio de aeronaves, es el documento más importante que servirá esencialmente para el estudio de las formas y para la medida de las dimensiones. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que la presencia de nubes significa un cambio en las condiciones físicas, y, por consiguiente, en los movimientos.

2.º La sola semejanza geométrica de las nubes compartimentadas con los torbellinos celulares no es prueba suficiente de que el origen de aquéllas sea termoconvectivo. Para confirmar que la fragmentación resulta de la inestabilidad vertical, debe demostrarse que las condiciones son idénticas a las del laboratorio para torbellinos termoconvectivos.

3.º Debe comprobarse si las nubes fragmentadas coinciden con las fuertes inversiones del gradiente vertical de temperatura. Esta es la condición principal para la aparición de corrientes termoconvectivas, y, por tanto, es indispensable registrar automáticamente la temperatura en función de la altura. Como las discontinuidades de la repartición vertical de temperatura son correlativas a la repartición de la humedad, debe registrarse el grado higrométrico al mismo tiempo que la temperatura. El resultado final se deduce de la interpretación de diagramas proporcionados por un meteorógrafo, con los cuales podrá reconstituirse la altura y espesor de la capa inestable.

4.º Debe comprobarse si la temperatura oscila periódicamente al atravesar las nubes estratificadas de modo que la máxima corresponda con los centros de la nube y las mínimas con los claros del cielo.

Esto supone que el registro de temperaturas y de humedad debe realizarse también en un plano horizontal en el seno de la nube, puesto que el carácter del diagrama nos permitirá comprobar si corresponde o no a un movimiento turbillónario. Si las nubes son de origen termoconvectivo, el diagrama tendrá el mismo carácter que el de la figura 7, que demuestra que las máximas y mínimas de temperaturas coinciden, respectivamente, con las corrientes ascendentes y descendentes.

5.º Debe comprobarse que la componente vertical de la velocidad oscila análogamente a la temperatura al atravesar las nubes estratificadas.

Según las experiencias, debe encontrarse la máxima velocidad ascendente en el plano de simetría vertical de las nubes en bandas longitudinales, y, por tanto, la máxima velocidad descendente debiera encontrarse en los claros entre nubes. Sin embargo, parece haberse señalado una circulación inversa en algunas ocasiones. Es, por tanto, indispen-

sable que al atravesar horizontalmente las nubes en bandas puedan registrarse las oscilaciones periódicas de la componente vertical de la velocidad. Esto va unido a la necesidad de encontrar procedimientos apropiados de medida; debe recurrirse al empleo del avión, a pesar de sus inconvenientes de excesiva velocidad y de las vibraciones; o, mejor aún, utilizar el velero; equipados ambos con aparatos registradores.

6.º Comprobar si la forma de las nubes compartimentadas está en correlación con su velocidad de traslación.

Las experiencias nos han hecho ver que las formas principales de los torbellinos termoconvectivos son función, en primer lugar, de la velocidad de traslación general de la capa fluida; la generalización de estas experiencias debe hacerse en correlación con la velocidad de la nube respecto a las capas estables limítrofes. Y puesto que las bandas nubosas pueden formar con la velocidad general todos los ángulos comprendidos entre 0º (bandas longitudinales) y 90º (bandas transversales), debe determinarse la orientación relativa.

Este programa, como fácilmente se advierte, supone una estrecha colaboración entre el navegante aéreo y el meteorólogo. Como primera consecuencia se impone la realización de sondeos sistemáticos en avión. Y a la vez, y puesto que el rendimiento es consecuencia de la multiplicidad de observaciones, debe estimularse al piloto para que, en cuanto le sea posible, anote sus propias observaciones a la vista de las reacciones en vuelo del avión, utilizando, por ejemplo, la escala Darmstadt para la clasificación de las turbulencias. Y que estas observaciones se exploten después, fomentando las conversaciones entre meteorólogos y navegantes, las cuales, de una parte, proporcionarán a aquéllos datos importantes para sucesivos estudios, y de otra, darán al piloto un mejor conocimiento y una mayor penetración con su medio ambiente, y, en definitiva, se reflejará en mejora del rendimiento.

BIBLIOGRAFIA

- P. Idrac.—“Etudes expérimentales sur le vol à voile.”—Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 1921.
- “Sur les courants de convection dans l'atmosphère et leurs rapports avec le vol à voile et certaines formes de images”. Idem, 1920.
- “Etude sur les conditions d'ascendance du vent favorable au vol à voile”.—Memorial O. N. M., 1923.
- D. Avsec.—“Sur les tourbillons thermoconvectifs et la condensation de la vapeur d'eau”.—Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 1938.
- “Tourbillons thermoconvectifs dans l'air”.—Publications (número 155) scientifiques et techniques du Ministère de l'Air (Institut de mécanique des fluides), 1939.
- A. R. Low.—“Multiple modes of instability of a layer of viscous fluid, heated from below with an application to meteorology”.—Proceedings of the Zrd. International Congress for Applied Mechanics, 1930.
- A. C. Philipps y G. T. Walker.—“The forms of stratified clouds”.—Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1932.
- H. Jeff-reys.—“Some cases of instability in fluid motion”.—Proceedings of the Royal Society of London, 1928.
- P. Dupont.—“Contribution à l'étude du vol en atmosphère agitée (Rapport sur une campagne du Potez 540)”.—Bulletin des Services Techniques; Paris, 1938.
- M. Besson.—“Sur les alignements des images”.—Annales de la Société Meteorologique de France.
- G. Sartory.—“Formation d'ascendances thermoconvectives au-dessus d'une région uniformément chauffée par rayonnement”.—Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 1939.
- Comité Meteorologique International.—“Atlas international de las nubes y de estados del cielo”, 1932.

El montaje en serie de los aviones Por el Doctor H. Müllenbach

(De LUFTWISSEN, de septiembre de 1941.)

Al mismo tiempo que se adoptó el sistema de montaje en serie en la construcción de automóviles, la industria aeronáutica se vio en la necesidad de adoptar un sistema más rápido que el que utilizaba para el montaje en serie de los prototipos que pasaban satisfactoriamente de su período experimental. Había que buscar algún precedente en la técnica, y forzosamente se tenía que pensar en la industria automovil.

Aun cuando a simple vista parece que existe una afinidad notable entre ambas industrias, no puede establecerse una semejanza absoluta. Se construye un avión desde los puntos de vista metalúrgico, aerodinámico, dinámico, estático, técnico industrial y militar, lo que exige un trabajo técnico completamente distinto, que abarca casi todas las ramas de la Ingeniería moderna. Las cuestiones técnicas sobre el motor, especialmente, juegan un papel mucho más importante en la construcción de aviones que en la de automóviles. También son mayores las exigencias en cuanto a la seguridad y exactitud del grupo motopropulsor. Además hoy se trabaja en la construcción de motores con límites mucho más altos: el motor de un vehículo automóvil desarrolla actualmente unos 120 c. v., en tanto que los motores de Aviación alcanzaron hace tiempo y rebasaron el límite de los 1.000 c. v.

El motor y el avión son complicadísimos como organismos sensibles, siguiendo leyes propias y necesitando medios auxiliares y métodos especiales para su proceso de fabricación, sin precedentes en la técnica. Sólo en las construcciones aeronáuticas se da el caso de que en cualquiera de sus partes haya elementos o piezas que tengan desde la dimensión y el peso más reducidos hasta los más elevados. Cualquiera irregularidad en la superficie lisa del revestimiento puede tener consecuencias desfavorables en el vuelo, influyendo perniciosamente en los rendimientos.

En los primeros años de la fabricación de aviones, los métodos de montaje eran todavía puramente manuales, además de primitivos y sin desarrollar, siendo por completo desconocido el término de “montaje en serie”. Primero, la guerra mundial puso a la industria aeronáutica alemana frente al problema de estudiar los prototipos más adecuados para la construcción en serie, al objeto de comenzarla seguidamente. En el año 1917-18, los talleres Junkers construyeron en serie el prototipo “J-4”, avión blindado destinado a la Infantería.

Esta construcción en serie se organizó principalmente desde el punto de vista económico, mediante la subdivisión del montaje por equipos sencillos, poniendo en práctica algunas