

## TORMENTAS Y CAMBIOS DEL TIEMPO

## A) GENERALIDADES

245. **Nacimiento de una tormenta.** — Al describir la formación de los diversos “anillos de circulación” no se tuvo en cuenta la humedad que suele contener el aire. Ésta tiene mucha importancia en los movimientos verticales. Como se sabe, cuando el aire se eleva se enfría, perdiendo capacidad para sostener todo el vapor de agua que hay en su seno. Una parte de éste tiene que ser eliminado. Los fenómenos que esta eliminación origina alcanzan a veces tal intensidad, que corresponde darles un nombre propio: *tormentas*.

El momento propicio para la formación de la tormenta es aquel en que se cierra el anillo de circulación, o sea cuando aire frío invade una región calentada, elevando del suelo el aire que lo cubre (fig. 269). Pero no toda invasión puede ocasionar tormenta. Ésta, sólo se puede producir cuando el aire que cubre el suelo es muy caliente y húmedo, y por eso mismo liviano, y cuando este aire puesto en movimiento es “exprimido” del ambiente, de manera que encuentra su nuevo nivel de equilibrio a gran altura.

A lo expuesto en el § 116, “Estados de equilibrio de la atmósfera”, se puede agregar lo siguiente: El aire invasor, frío y pesado, desde luego, separa el aire caliente y liviano del suelo y lo eleva, poniéndolo de esta manera “en movimiento”. Que este movimiento pueda seguir o no, depende de las condiciones de estabilidad de las capas aéreas superpuestas, determinadas, a su vez, por el descenso de temperatura en ellas.

Si ese descenso es “menor” de  $1^{\circ}$  por cada 100 m, el aire elevado que se ha enfriado  $1^{\circ}$  resulta demasiado pesado para proseguir la ascensión. La elevación es pasiva, y sólo dura mientras prosigue el aumento de la altura de la masa aérea fría invasora. Este fenómeno se comprueba en muchos “cambios de tiempo”.

Al contrario, si el descenso es “mayor” de  $1^{\circ}$  por cada 100 m, el aire elevado, enfriado sólo  $1^{\circ}$ , es más caliente y, por consiguiente, más liviano que el aire del ambiente, por lo cual es “exprimido” del mismo. La elevación prosigue por sus propios medios, en forma activa, hasta llegar a la altura en que la temperatura

del ambiente es nuevamente igual a la que el aire ha adquirido durante el ascenso. Llámase esta altura *nivel de equilibrio*.

Para los fenómenos higrícos que acompañan a la elevación, resulta de mucha importancia la altura del nivel de equilibrio con respecto a la altura del nivel de condensación, en que la temperatura del aire ascendido ha bajado hasta su punto de rocío.

Si, como lo suponemos en la figura 285, la masa aérea ha alcanzado su nivel de equilibrio antes de alcanzar su "punto de rocío", no sucede nada particular. La presencia del vapor de agua no se nota; el aire conserva su transparencia. No hay condensación, ni tampoco formación de nubes.

Si, por lo contrario, como lo suponemos en la figura 286, el aire llega a su "punto de rocío" antes de alcanzar el nivel de equilibrio, se

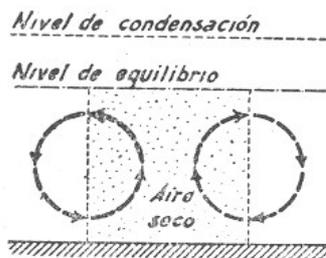


FIG. 285. — Equilibrio estable. Elevación pasiva del aire que no ha alcanzado el nivel de condensación.

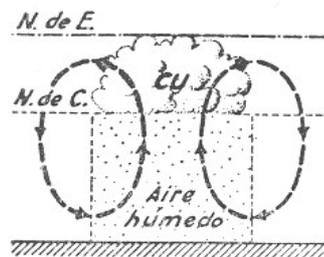


FIG. 286. — Equilibrio condicional. La elevación sobrepasa el nivel de condensación; formación de nube cúmulus.

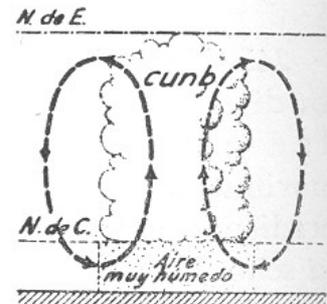


FIG. 287. — Equilibrio lábil. Nivel de condensación bajo, nivel de equilibrio alto; formación de una nube de tormenta.

produce un exceso de vapor de agua que tiene que ser eliminado, condensándose alrededor de las partículas sólidas existentes y formando gotitas de agua. El aire pierde su transparencia. Se forma una nube cúmulus.

Cuando el aire que se eleva es muy caliente y muy húmedo, como lo suponemos en la figura 287, el nivel de condensación se encuentra muy bajo, y el nivel de equilibrio, muy alto. En estas condiciones, la nube formada es potente, espesa y de gran altura; una verdadera *nube de tormenta*, llamada *cúmulonimbus*.

NOTA: Un cuadro de corrientes aéreas más completo que el señalado esquemáticamente en estas figuras se encuentra en la figura 261. El mismo puede ser aplicado también para las figuras que siguen.

La transformación de esta nube en una verdadera *tormenta* se produce de la siguiente manera:

En la altura a que suele llegar la cabeza de una nube de tormenta —unos 6 km—, los rayos solares son fuertes, el calentamiento de la nube

intenso, y por consiguiente, intensa también la evaporación. Los núcleos de condensación que existen en esta región son conjuntos moleculares de sales marinas, y como tales, higroscópicos. Debido a la baja temperatura reinante, la adhesión del vapor de agua a estos conjuntos se efectúa por el proceso de sublimación, formando pequeños cristales de hielo, igualmente higroscópicos. Basta una humedad relativa del ambiente de un 50 a 60 % para que el vapor de agua evaporado por la nube sea atrapado por estos cristales, formando con ellos entes ya mayores, llamados cristales de nieve. Este proceso suele ser muy intenso, dando la sensación de que hubiera ocurrido una "explosión" en la nube de tormenta. La infinidad de cristales de nieve así creados forman una masa nubosa encima de la nube de tormenta, llamada *yunque* (fig. 288).

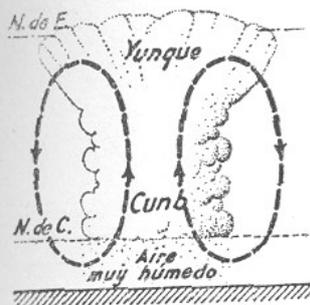


FIG. 288. — Formación de una masa cirrosa, llamada "yunque", encima de la nube de tormenta.

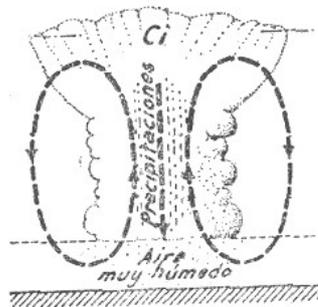


FIG. 289. — Tormenta incipiente; la lluvia no llega todavía al suelo.

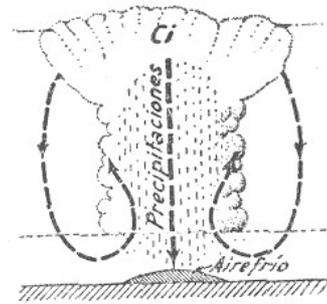


FIG. 290. — La lluvia alcanza al suelo. Formación de un colchón de aire frío debajo de la tormenta.

La velocidad ascensional del aire en el nivel de equilibrio es cero. Por consiguiente, los cristales de nieve recién formados inician su caída a esta altura, creciendo durante la misma, por el proceso de "coagulación". Pasada la isoterma de  $-22^{\circ}$ , alcanzan la capa de gotitas sobrefusionadas, donde su crecimiento se intensifica, transformándose primero en granizo, y luego en piedra. Atravesada la isoterma de  $0^{\circ}$ , la piedra penetra en la zona de licuación, fundiéndose durante la caída, a medida que atraviesa capas aéreas bajas, calientes (véase § 141 y fig. 141). Cuando los primeros granos de hielo o gotas de agua alcanzan la superficie de la tierra, puede decirse que *nació la tormenta* (fig. 289).

**246. Crecimiento de la tormenta.** — Por la sola presencia de la "nube de tormenta", el calentamiento de la tierra ya no es más tan intenso como antes, por lo cual disminuye algo la velocidad ascensional del aire, facilitándose de esta manera la caída de los granos de hielo y de las gotas de agua en la parte central de la nube. Estos productos de condensación, formados a gran altura, son muy fríos. En consecuencia,

durante su caída enfrían el aire que atraviesan, quitándole poder ascensional y arrastrando consigo parte del mismo. De este modo, en el centro de la nube se forma una corriente aérea descendente, que llega hasta la superficie de la tierra. Esta corriente es relativamente fría. Al mismo tiempo, la lluvia y el granizo que alcanzan el suelo enfrían éste, contribuyendo, también ellos, a la formación de un *colchón de aire frío debajo de la tormenta* (fig. 290).

Para facilitar la representación del conjunto de fenómenos que se producen en una tormenta, desde este momento hacemos figurar sólo las corrientes de mayor importancia.

Esta masa fría tiene tendencia a desparramarse por la superficie. A todo lugar que alcance, le quita calor. Además, al elevar el aire ca-

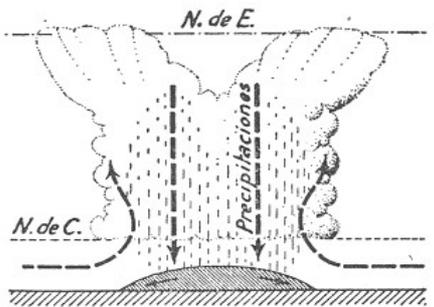


FIG. 291. — Ensanche de la tormenta, debido al escurrimiento del aire frío por el suelo.

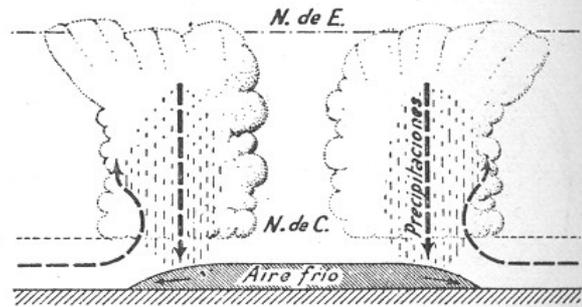


FIG. 292. — Debilitamiento del centro de la tormenta, debido al ensanche del anillo de lluvias.

liente y húmedo del suelo, aleja las corrientes ascendentes del centro de la tormenta. Este proceso es reforzado por las precipitaciones. De este modo, las corrientes descendentes desplazan a las corrientes ascendentes hacia los bordes de la tormenta. Siendo éstas las sostenedoras del proceso de condensación, y por intermedio de éste las causantes de las precipitaciones, se comprende que el anillo de las lluvias se aleja cada vez más y más del centro de la formación. La tormenta se ensancha en forma radial, mientras las condiciones atmosféricas y topográficas de los alrededores conservan su uniformidad (fig. 291).

Debido a las precipitaciones que se producen en el centro de la tormenta, la masa nubosa de la misma se debilita progresivamente. Llega así el momento en que se abre un claro en el centro de la tormenta que crece, a medida que ésta se ensancha. Este proceso es apoyado eficazmente por el derrame del aire frío, que sigue separando más y más aire caliente y húmedo del suelo, impulsándolo a elevarse y a participar en esta formación (fig. 292).

Por supuesto, el elemento vital para el crecimiento de la tormen-

ta es la *humedad* de las masas aéreas participantes. Pero ésta no es uniforme por toda la tierra. Por esta razón, la rama de la tormenta que penetra en una región húmeda encuentra un ambiente favorable para su crecimiento, mientras que la rama que avanza hacia una región seca se enfrenta con condiciones adversas. Aquélla crece en intensidad; ésta se debilita, hasta que por último se extingue (fig. 293).

Factor importante para el crecimiento y propagación de la tormenta es también el viento de altura. En el ambiente geográfico argentinouruguayo, este viento está dirigido hacia ENE, por lo

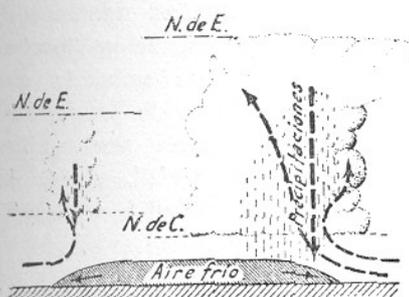


FIG. 293. — El ambiente húmedo favorece el crecimiento de la tormenta; el ambiente seco lo dificulta.

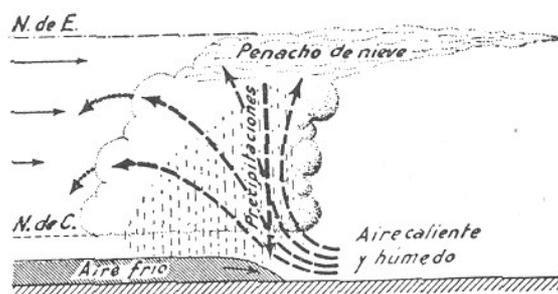


FIG. 294. — Tormenta en plenitud de su desarrollo. El viento de altura estira el yunque en un "penacho de nieve".

cual toda tormenta, una vez formada, es empujada en esa dirección. Las nubes de nieve, formadas sobre la cabeza de la tormenta, son las primeras en ser arrastradas por este viento, formando el *penacho de nieve* que, cual una pantalla, precede a la tormenta, señalando su probable dirección (fig. 294).

**247. Tormenta en plenitud de desarrollo.** — La tormenta suele alcanzar su máxima potencialidad unas seis horas después de su formación, con las siguientes características:

Por la superficie de la tierra avanza una pequeña masa aérea fría, en continua renovación, que eleva el aire caliente y húmedo que encuentra en su camino. Este aire, una vez en movimiento, prosigue la elevación por sus propios medios, hasta que alcanza su "nivel de equilibrio".

Debido a la disminución de la temperatura que se opera en el aire en elevación, pronto es alcanzado el "punto de rocío". Sobrepasado éste se produce un exceso de vapor de agua, que es eliminado por los procesos de condensación y de sublimación. Formación de grandes nubes primero, y precipitaciones de toda clase más adelante, son sus naturales consecuencias.

El granizo y la lluvia que caen de la tormenta enfrían el aire que atraviesan y el suelo sobre el cual se precipitan. De este modo se re-

nueva sin interrupción la capa de aire frío que se mueve por la superficie de la tierra. Su llegada se percibe como un fuerte "golpe de viento". El termómetro acusa en el mismo momento un sensible descenso de la temperatura, y el barómetro una elevación de la presión atmosférica.

En la figura 295 se encuentra el registro de los tres elementos meteorológicos principales, con las variaciones acusadas durante la gran tormenta producida en los alrededores de Córdoba el 23 de diciembre de 1933, en la que cayeron piedras de 8 cm de diámetro. Para hacer resaltar el descenso de la temperatura y el aumento de la humedad relativa durante la tormenta, la variación "probable" no perturbada está señalada con líneas a trazos.

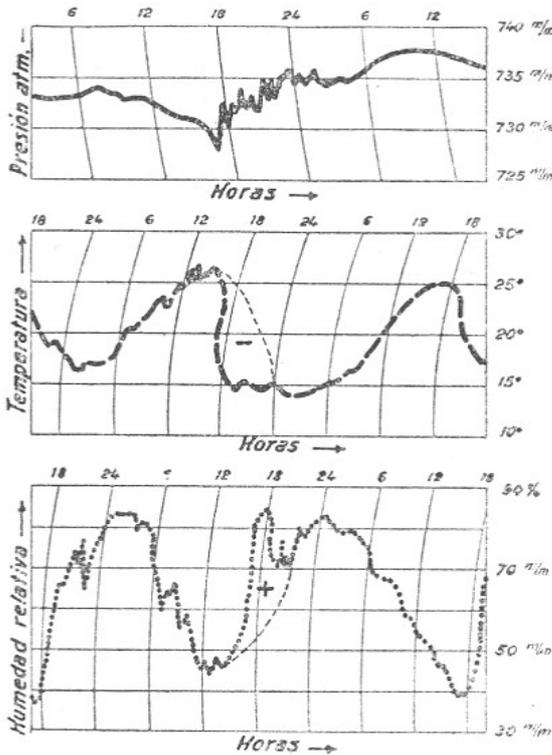


FIG. 295. — Registro de los principales elementos meteorológicos durante la gran tormenta del 23 de diciembre de 1933 en los alrededores de Córdoba.

El análisis de las particularidades de estos registros son problemas de "micrometeorología", y por lo tanto se encuentran más allá de las finalidades de este texto.

La tormenta, en la plenitud de su desarrollo, representa de este modo una potente "convulsión atmosférica", durante la cual se opera una *inversión de las masas aéreas*. La masa que ocupa la superficie es separada del suelo y elevada, mientras que su lugar es ocupado por las masas que se encontraban en la altura. El proceso va acompañado de formación de nubes y precipitaciones, y por descargas eléctricas que se manifiestan por relámpagos, seguidos de

fuertes truenos. Los elementos meteorológicos experimentan mientras tanto un sensible cambio en su intensidad, si bien pasajero. Los efectos de la tormenta suelen desaparecer en pocas horas. Por esto mismo, la tormenta puede repetirse durante un mismo día, como se puede observar en primavera.

**248. Debilitamiento y extinción de la tormenta.** — Durante la plenitud de desarrollo de una tormenta, el nivel de condensación se encuentra muy bajo, y el nivel de equilibrio, lo más alto posible. En este estado, la nube de tormenta es potente, intensas las corrientes verticales y abundantes las precipitaciones. Por esta razón, todo aquello que produce una elevación del nivel de condensación y un rebajamiento del nivel de equilibrio debilita

la tormenta. Cuando los dos niveles llegan a coincidir, la tormenta *se extingue*. No hay más formación de nubes, ni tampoco precipitaciones. Desaparece la capa de aire frío que ponía en movimiento las masas aéreas caldeadas (figs. 296 y 297).

La elevación del nivel de condensación es originada por la "disminución" del grado de humedad del aire que alimenta a la tormenta. Por esta razón, si una tormenta se propaga por una región más seca, se debilita progresivamente, y por último se extingue.

El descenso del nivel de equilibrio es producido por la "baja" de la temperatura del aire que nutre a la tormenta. Cuanto más baja es esa temperatura, más rápidamente alcanza el aire su nivel de equilibrio si es separado del suelo. La intensidad de la tormenta decrece, por consiguiente, pa-

raalelamente con la temperatura del aire en el suelo. Con el descenso de ésta, la tormenta se debilita, y por último se extingue.

Verdaderas "barreras", que durante el día se oponen al avance de la tormenta, son los bosques, grandes ríos, lagos y mares, porque el aire que los cubre es fresco. Pero, como veremos más adelante, estas regiones "producen" también tormentas. De ellas proviene en ciertos casos la masa aérea fría que separa al aire caliente y húmedo del suelo y lo impulsa a elevarse.

Existe mucha semejanza entre las tormentas y los incendios del campo, especialmente en lo que se refiere a las corrientes aéreas. Si se prende fuego a un campo en tiempo calmo, el incendio se propaga en todas direcciones; igual ocurre con una tormenta en un ambiente propicio, uniforme. El incendio se apaga donde termina el pasto seco, que desempeña el papel de combustible; igualmente, una tormenta se extingue donde no existe más aire caliente y húmedo del cual nutrirse. El incendio se propaga en la dirección en que sopla el viento; la tormenta es arrastrada por el viento de altura. Lugares que carecen de pasto seco atajan el incendio; lugares que carecen de aire caliente y húmedo atajan las tormentas.

**249. La "turbonada".**— La turbonada —en ingl.: *the squall*; en fr.: *le grain*; en it.: *il grotto*, y en al.: *die Bö*— es un término técnico muy usado en lo pasado, cuando todavía no se poseía mayor conocimiento de la verdadera naturaleza de los fenómenos atmosféricos. Con él se designa el conjunto de fenómenos que se verifican cuando una masa aérea fría pasa por un determinado lugar, elevando el aire caliente y húmedo del suelo, suministrándole así el impulso necesario para su ascensión, formándose durante la elevación nubes y muchas veces también precipitaciones. Su momento culminante coincide con la llegada

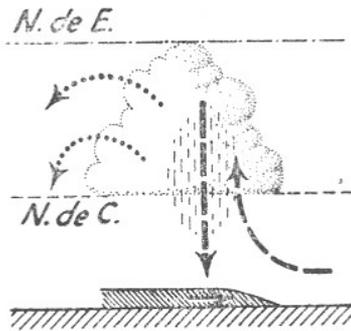


FIG. 296. — Debilitamiento de la tormenta, debido a la disminución de la temperatura y grado de humedad del aire.

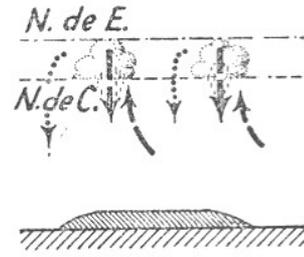


FIG. 297. — Extinción de la tormenta por falta de aire caliente y húmedo de qué poder nutrirse.

del aire frío, o sea con el "golpe de viento", que nunca falta en una tormenta ni en el cambio de tiempo.

Con el término *turbonada* se designa, pues, a un conjunto de fenómenos que es común a las tormentas, al paso de un "frente frío" por algún lugar, y con ciertas limitaciones, a los cambios del tiempo. No hay tormenta sin turbonada, pero no todos los cambios del tiempo van acompañados de ella.

## B) CONDICIONES PROPICIAS A LA FORMACIÓN DE LAS TORMENTAS

**250. Generalidades.** — Como acabamos de ver, tormenta es el conjunto de fenómenos atmosféricos que acompañan a una *inversión de masas aéreas*, durante la cual la caliente y húmeda que cubre el suelo se eleva, ocupando su lugar el aire frío que cae de lo alto o viene de los alrededores. La parte esencial de estos fenómenos la forma la elevación de la masa aérea caliente. De sus características físicas dependen los demás fenómenos que se producen: la cantidad de nubes y la intensidad de las precipitaciones y de las manifestaciones eléctricas. En consecuencia, todas las condiciones que posibilitan y favorecen esta elevación son *propicias* a la formación de la tormenta.

La elevación de una masa aérea, y lo mismo ocurre con un cuerpo cualquiera, se efectúa con tanta mayor facilidad cuanto menos pesada es y cuanto mayor es la fuerza que la realiza. El peso de una masa aérea depende de su densidad; la magnitud de la fuerza elevadora —entendiendo por tal la fuerza que trata de "exprimir" la masa aérea del ambiente alcanzado—, de la diferencia de densidades entre el aire ambiental y el aire en elevación.

Dos son, en esencia, los *factores* que determinan la mayor o menor facilidad con que se eleva una masa aérea: la densidad propia y la densidad de las capas aéreas superpuestas.

**251. Influencia de la densidad propia.** — La densidad del aire depende de su temperatura y grado de humedad, y de la presión atmosférica bajo la cual se encuentra. Por consiguiente, todo lo que contribuye a aumentar su temperatura y grado de humedad y a reducir la presión atmosférica disminuye su densidad, facilitando de este modo la formación de la tormenta.

Días propicios para la formación de las tormentas son, pues, los días calientes y húmedos, con baja presión atmosférica, particularmente cuando reina tiempo calmo, o sea cuando el aire calentado y húmedo no es separado del suelo por el viento.

Si las condiciones propicias para la formación de las tormentas persisten, la densidad del aire en contacto con el suelo puede disminuir tanto que llegue a ser inferior a la densidad del aire encimado. Pero esa situación **no puede durar**. El aire de la altura se precipita a tierra y desaloja al aire liviano que la cubre. Éste, puesto en marcha de esta manera, prosigue la elevación, hasta alcanzar su nuevo "nivel de equilibrio" (ver § 180).

Para que se produzca semejante vuelco de masas aéreas, el gradiente térmico tiene que superar los  $3,4^{\circ}/100$  m. Si esta condición está cumplida, la dilatación de la masa aérea, producida por la disminución de la presión, es sobrepasada por la contracción, ocasionada por el descenso de la temperatura. El aire de la altura resulta más denso y más pesado que el aire que cubre el suelo, situación inestable en el más alto grado. De esta manera se forman, como se demostrará más adelante, las llamadas TORMENTAS DE ALTURA.

**252. Influencia de la densidad del ambiente.** — Si una masa aérea es llevada dentro de un ambiente "más denso" que la densidad que ella posee, es exprimida y obligada a elevarse. Y a la inversa, si ha penetrado en un ambiente "menos denso", se hunde, por exceso de peso. La densidad que tienen las capas aéreas en las distintas alturas es, por esta razón, de suma importancia para los movimientos verticales, y por ende, para la formación de las tormentas.

De los tres factores que determinan la densidad del aire, la presión atmosférica queda neutralizada durante la elevación. Si el aire ha penetrado en un ambiente de menor presión que la propia, se dilata; si ha entrado en uno de mayor presión, se contrae. El final del proceso es siempre una "igualdad de presión" en el mismo nivel. La influencia de la humedad es pequeña "mientras" no se produce condensación. Una vez iniciada la misma, el calor libertado aliviana el aire. La influencia es, pues, de orden térmico, y contribuye a aumentar la temperatura del aire. Como factor principal que determina la densidad del aire en elevación con respecto a la densidad del aire ambiental, debe considerarse, pues, el tercer factor: su temperatura.

La diferencia de densidades entre el aire ambiental y el aire en elevación se puede expresar, por las razones expuestas, simplemente por la *diferencia de sus temperaturas*.

En consecuencia, los pormenores de los movimientos verticales pueden ser expresados de la siguiente manera:

Si la temperatura de una masa aérea en elevación es *mayor* que la temperatura del ambiente alcanzado, su densidad es menor que la densidad del aire del medio, por lo cual es "exprimido" del mismo. La *ascensión prosigue*.

Si las dos temperaturas son *iguales*, también las densidades son iguales. No existe más, pues, ninguna fuerza capaz de elevar el aire, por lo cual finaliza la *ascensión*, después de un cierto balanceo. El nivel en que se encuentra esta igualdad es el nuevo NIVEL DE EQUILIBRIO para la masa aérea separada del suelo.

Por último, si la temperatura del aire elevado es *menor* que la temperatura del ambiente, su densidad es mayor que la densidad del aire que le rodea, por lo cual tiene que hundirse forzosamente. Este caso se presenta en la Naturaleza sólo accidentalmente, como consecuencia de la energía cinética de la masa en elevación, que la capacita para sobrepasar el nivel de equilibrio momentáneamente, antes de acomodarse en el mismo.

**253. Previsión de los movimientos verticales.** — Para poder juzgar si en determinadas condiciones atmosféricas pueden producirse movimientos verticales y cuál será su intensidad, es necesario:

- a) conocer la temperatura reinante en todos los niveles;
- b) saber qué temperatura adquirirá la masa aérea que cubre el suelo si es puesta en movimiento vertical.

Las temperaturas que reinan en determinado momento en los distintos niveles, como lo esbozaremos más adelante, pueden ser medidas. Las temperaturas que adquiere el aire puesto en movimiento vertical podrían ser calculadas, pero las conocemos ya; nos las suministran las "gráficas adiabáticas" de Herz, Neuhoff, Refsdal, Stuve y otros. Ubicadas las temperaturas medidas, por ejemplo, en la gráfica de Neuhoff, se tienen a la vista las distintas *posibilidades* que pueden ocurrir.

a) Si la poligonal que representa las temperaturas reinantes en las distintas alturas se encuentra "a la derecha" de las temperaturas que la masa aérea, separada del suelo, adquiere progresivamente durante la elevación, **no pueden** producirse movimientos verticales, y por consiguiente, tampoco tormenta. La atmósfera se encuentra en un estado de equilibrio *estable* (fig. 110 a).

b) Si la poligonal mencionada se encuentra "a la izquierda" de estas temperaturas, **sí pueden** producirse movimientos verticales, y por esta razón, también tormenta. La atmósfera se encuentra, en este caso, en un estado de equilibrio *inestable*. Falta sólo un "impulso" para que se inicie el movimiento y prosiga, hasta alcanzar el nuevo nivel de equilibrio (fig. 110 b).

c) La iniciación del proceso de condensación complica algo estas relaciones, porque el calor libertado aliviana la masa aérea, con lo cual aumenta la diferencia de densidades, como también la diferencia de temperaturas entre el aire ambiental y el aire en elevación, y con esto la fuerza de expulsión. Por esta razón puede darse el caso de que las condiciones atmosféricas acusen un estado de equilibrio "estable" para la elevación de una masa aérea hasta una cierta altura, llamada NIVEL NEUTRO, e "inestable" arriba del mismo. Este estado se llama *equilibrio condicional* (fig. 110 c).

Este caso se presenta frecuentemente en las "tormentas frontales", particularmente en las TORMENTAS EN EL FRENTE DEL PAMPERO. La elevación del aire caliente

y un tanto húmedo que cubre el suelo, efectuada por el aire frío polar invasor, al principio del encuentro es comúnmente "pasiva". Sólo después de superar el nivel de condensación y alcanzar el nivel neutro se transforma en "activa" y sigue como tal, hasta alcanzar su nuevo nivel de equilibrio.

d) En algunas ocasiones, la poligonal de las temperaturas observadas cruza tres o más veces la representativa de las temperaturas que la masa aérea en ascenso adquiere. Esto sucede cuando existen varias masas aéreas superpuestas, separadas por "inversiones". En estos casos puede haber capas aéreas "estables", como también "inestables", en diferentes alturas sobre el mismo lugar. Las capas aéreas inestables son las más indicadas para la formación de nubes y las precipitaciones de pequeña cuantía (fig. 298).

**254. Pronóstico de tormentas.** — Conociendo la temperatura del aire, su grado de humedad y la presión atmosférica reinante, tanto en la superficie de la tierra como en las distintas alturas, como acabamos de exponerlo, es posible deducir **si pueden** producirse movimientos verticales o, en último término, **formación de tormentas**, y la probable intensidad de ellas.

Tiene mucha importancia, desde luego, el poder hacer esta deducción ya con horas de anticipación a la iniciación del fenómeno. También esto es posible, teniendo en cuenta la "marcha diurna" de los elementos meteorológicos, indicando, apoyándose en ella, cuántas horas pasarán hasta que los elementos temperatura y humedad alcancen los valores requeridos para la iniciación de la inversión de las masas aéreas. Queda subsistente, sin embargo, un *elemento de inseguridad*: cuándo y de dónde provendrá el "impulso" necesario. El conocimiento de las particularidades topográficas, meteorológicas y climatológicas de la región suministran valiosos índices al respecto, pero no dan seguridad. Sólo "después" de haberse declarado una tormenta es posible prever, apoyándose en la dirección y velocidad de su crecimiento y traslado, la hora en que afectará a otros lugares.

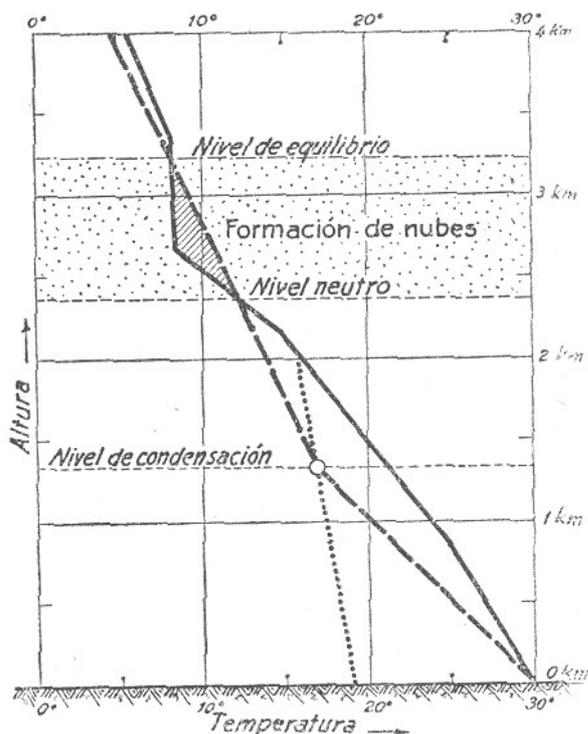


Fig. 298. — Capas inestables en la altura favorecen la formación de nubes.

Sin el conocimiento de las condiciones atmosféricas reinantes en las distintas alturas, el pronóstico sobre tormentas es inseguro. Lo poco que se puede decir a este respecto, es lo siguiente:

a) Cuanto más aumenta la *temperatura* y la *humedad* de la capa aérea en contacto con el suelo, menor resulta su densidad y mayor su inestabilidad, por lo cual crece la posibilidad y también la probabilidad de que se produzca un vuelco de masas aéreas, y que con ello se declare una tormenta.

Un aumento de la temperatura va acompañado de una elevación de su nivel de equilibrio (fig. 299), y el aumento de su grado de humedad, de un descenso de su nivel de condensación y elevación de su nivel de equilibrio (fig. 300). Si

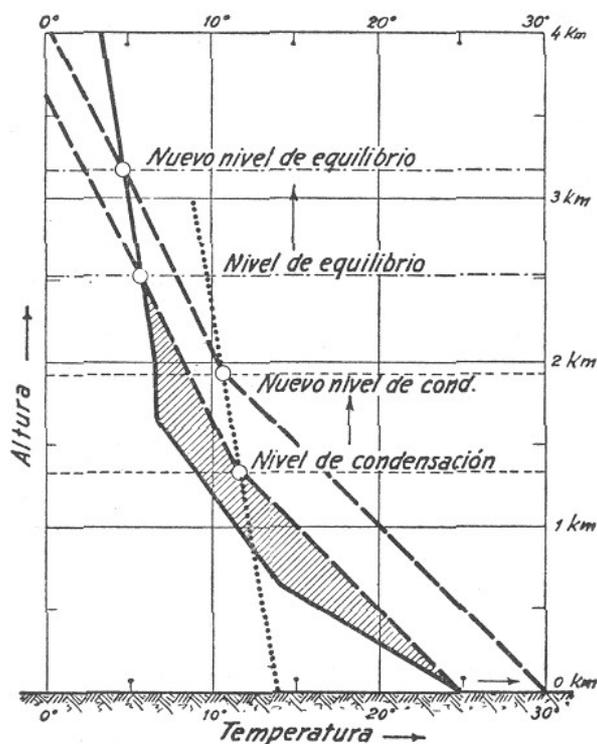


FIG. 299. — El aumento de la temperatura del aire en el suelo eleva los niveles de condensación y de equilibrio.

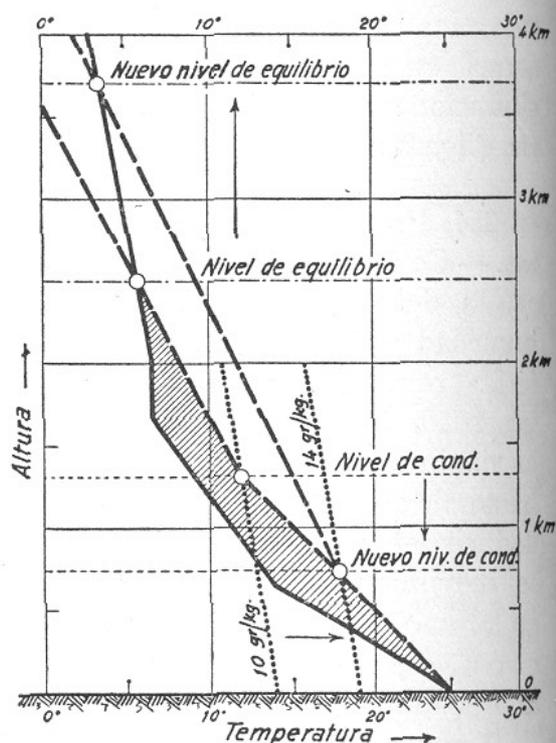


FIG. 300. — El aumento de la humedad del aire en el suelo baja el nivel de condensación y eleva el nivel de equilibrio.

incrementa la temperatura y el grado de humedad a la vez, significa que la nube que se formará será potente y la tormenta intensa (fig. 301).

La disminución de la temperatura y de la humedad del aire en contacto con el suelo es de efectos contrarios. Si descienden estos dos elementos, la tormenta se hace cada vez menos probable, y finalmente imposible. Por esto, el enfriamiento progresivo del aire durante la noche debilita las tormentas y por fin las extingue. Las regiones desérticas con su aire seco, y los grandes ríos, lagos y mares

con su aire fresco durante el día, son muros de contención para ellas.

b) El viento es un factor negativo, porque dificulta la formación de una capa aérea muy caliente e inestable por la superficie de la tierra, haciendo poco probable la elevación de la misma. A la inversa: la calma facilita la formación de las tormentas.

c) La aparición de ciertas nubes en el cielo es señal de próximo desencadenamiento de una tormenta.

Nubes cúmulus en rápida formación e impetuosa elevación por encima de los cerros son precursoras de "tormentas serranas".

Nubes altocúmulus y altopostatus castellatus y floccus son avisadoras infalibles de "tormentas de altura".

Cirrocúmulus semejantes a pelotitas de algodón, como también los altostratus y altocúmulus, son precursoras de tormentas en general.

Grandes nubes cúmulus y cúmulonimbus, entrecortadas con stratus y altostratus, son avisadoras de la aproximación de una masa aérea fría polar, o sea de un pronto "cambio de tiempo", con una tormenta en el frente del viento pampero.

Al describir más adelante las particularidades de las diversas clases de tormentas, quedarán aclaradas estas relaciones.

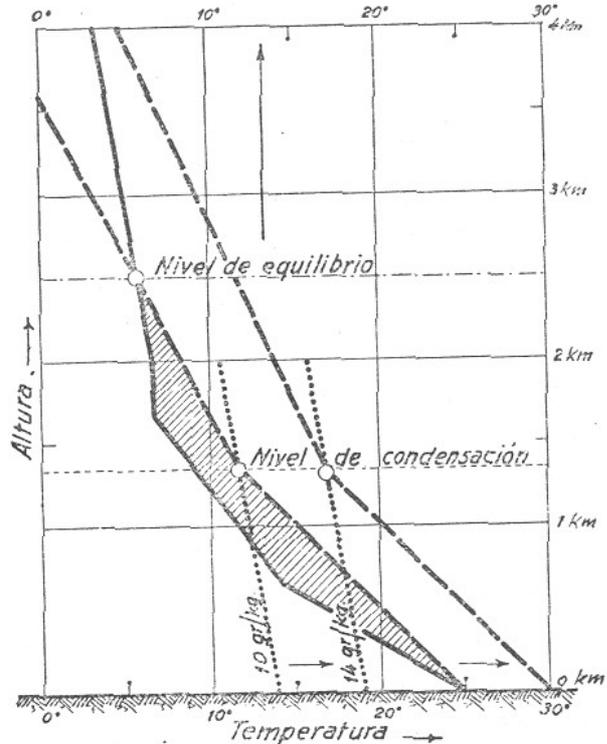


FIG. 301. — El aumento simultáneo de la temperatura y de la humedad del aire en el suelo eleva considerablemente el nivel de equilibrio.

### C) CLASIFICACIÓN DE LAS TORMENTAS

255. Clasificación según la procedencia del aire frío. — Todas las tormentas son "iguales entre sí", cuando han alcanzado la plenitud de su desarrollo. Por consiguiente, para clasificarlas es menester recurrir a las características de su formación.

Una clasificación sencilla se obtiene si se individualiza a las tormentas según la procedencia de la masa aérea fría que eleva el aire caliente y húmedo del suelo.

Si esta masa proviene de alguna serranía cercana; estamos ante una tormenta serrana; si proviene de los grandes ríos, lagos o del mar, frente a una tormen-

ta costanera; si ha caído de lo alto de la atmósfera, frente a una tormenta de altura, y si proviene de los alrededores inmediatos, atraída por el excesivo calentamiento del lugar, frente a una tormenta de calor. Por fin, si la tormenta se ha formado frente a una gran masa aérea fría invasora, o en el frente de una masa aérea caliente, en rápido movimiento por la superficie de la tierra, hablamos de tormentas frontales.

Las *clases de tormentas*, en consecuencia, son:

- a) tormentas serranas;
- b) tormentas costaneras;
- c) tormentas de calor;
- d) tormentas de altura;
- e) tormentas frontales.

#### 256. Clasificación con relación a los "anillos de circulación".—

La circunstancia de que el "cierre" de un anillo de circulación, por medio de la penetración de aire frío hacia el lugar calentado, puede dar motivo a la formación de una tormenta, no solamente permite clasificar las tormentas según el anillo de circulación a que pertenecen, sino también indicar los distintos *tipos* que pueden presentarse.

a) Si las condiciones atmosféricas son propicias, el cierre de una circulación orográfica produce una *tormenta serrana*. La brisa de montaña origina el "tipo nocturno", y la brisa de valle, el "tipo diurno" de ella.

b) La circulación costanera, que se verifica por las orillas de los grandes ríos y lagos y por las costas de los mares, produce las *tormentas costaneras*; la brisa de mar, las de "tipo diurno", y la brisa de tierra, las de "tipo nocturno".

c) La circulación entre regiones desigualmente calentadas, de la cual la "convexión vertical" es la rama ascendente, origina las tormentas que se forman sobre una región muy calentada y cubierta por aire húmedo, llamadas *tormentas de calor*. De ellas sólo se observa el "tipo diurno".

d) Análogos anillos de circulación, como entre las regiones frías y calientes de la superficie de la tierra, pueden formarse también sobre las nubes, dando motivo a la "inversión de masas aéreas". Esta inversión puede afectar también a la masa aérea que cubre el suelo, si su estado de equilibrio lo permite. Llamamos a estas tormentas que nacen en lo alto, sobre las nubes, *tormentas de altura*. En esta clase de tormenta prevalece el "tipo diurno". La noche no favorece su formación.

e) La circulación entre regiones de alta y baja presión atmosférica —que, como hoy se sabe, no se efectúa en

forma continua, sino más bien discontinua, ya que existe una marcada subdivisión de la gran masa aérea que participa en la misma— produce asimismo tormentas. Éstas se forman en las “superficies frontales” de las masas aéreas que avanzan por la superficie de la tierra. Tormentas de esta clase se llaman *tormentas frontales*.

Existen tres tipos de esta clase: tormentas del “frente frío”, tormentas del “frente caliente” y tormentas del “frente del pampero”. Estas últimas son de excepcional importancia en nuestro medio geográfico.

f) Aun la circulación atmosférica general entre el ecuador y los polos origina tormentas, pero sólo en la región tropical; “tormentas costaneras” por las costas de los mares, y “tormentas de calor” y de “altura” en el interior de los continentes.

A pesar de que esta circulación es también la causante de la gran nubosidad y pluviosidad de las regiones subpolares, la acentuada estabilidad de sus masas aéreas no permite la formación de tormentas.

g) Algo análoga es la influencia de la circulación continental-marítima. El “monzón de verano” facilita sobremanera la formación de tormentas sobre los continentes, porque las inunda con aire húmedo del mar, que al calentarse por intermedio del suelo fácilmente adquiere inestabilidad. El “monzón de invierno”, a la inversa, favorece la formación de tormentas sobre los mares, porque el aire frío con que los inunda eleva el aire caliente y húmedo que los cubre. Tormentas costaneras son los principales resultados de esta circulación.

#### D) DESCRIPCIÓN DE LAS TORMENTAS

**257. Tormentas serranas.**— Con la altura disminuye la densidad del aire. Por esta razón las cumbres de las montañas están rodeadas de aire poco denso, que es atravesado por los rayos solares sin gran pérdida. También la vegetación disminuye con la altura. Cada vez aflora más la roca, que tiene calor específico pequeño. Como consecuencia, durante el día el aire que cubre las cumbres y las laderas se calienta mucho más que el aire que llena los valles; pero también se enfría más durante la noche. Por esta razón, el aire en contacto con el suelo tiene tendencia a fluir hacia abajo durante la noche, y hacia arriba durante el día; son las corrientes conocidas con los nombres de *brisa de montaña* y *brisa de valle*.

Si la *brisa de montaña*, durante su descenso por el valle, encuentra aire caliente y húmedo, en equilibrio “lábil”, al separarlo del suelo le suministra un impulso que lo capacita para elevarse por sus propios medios, en busca de su nuevo nivel de equilibrio en la altura. Debido al enfriamiento que se produce durante la elevación, pronto es alcanzado el punto de rocío, iniciándose inmediatamente la

condensación del vapor de agua sobrante, y con ello la formación de una masa nubosa. Cae la primera lluvia, y con ella nace la tormenta. Desde este momento la formación incipiente se emancipa de la brisa de montaña; ella misma forma la masa aérea fría que necesita para su crecimiento. No pasa mucho tiempo hasta que alcanza su máxima intensidad. Una *tormenta serrana*, de tipo nocturno, baja por los valles cuando y hasta donde las condiciones atmosféricas lo permiten.

La forma en que una brisa de valle puede dar motivo a la formación de una tormenta es ya un proceso más complicado.

La brisa de valle se inicia en las cumbres de las montañas, y se intensifica a medida que progresa el calentamiento del suelo. Por esta causa el aire que se eleva sobrepasa pronto las cumbres, y si contiene suficiente humedad, también el nivel de condensación. No tarda en formarse la primera nube, y cuando ésta, nutrida por aire cada vez más húmedo que se eleva del valle, alcanza una potencialidad suficiente, en caer el primer chaparrón. El resultado es la formación de una masa aérea fría debajo de la tormenta, que, debido a su peso, fluye hacia los bajos del terreno, elevando del suelo el aire caliente y húmedo que encuentra en su camino. Si el estado de equilibrio de este aire es "lábil", la elevación prosigue, formándose gruesas nubes y cayendo fuertes precipitaciones. Se ha desencadenado una *tormenta serrana* de tipo diurno, que baja por los valles cuando y hasta donde las condiciones atmosféricas lo permiten.

En regiones serranas, el grado de humedad del aire que cubre el suelo suele ser diferente en las distintas direcciones; diferente es también su grado de estabilidad, y por consiguiente, distintas las alturas de los niveles de condensación y de equilibrio. Por estas razones, la propagación y el crecimiento de las tormentas serranas son asimétricos. El viento de altura acentúa más esta característica suya, al arrastrarlas, en nuestro ambiente geográfico, en dirección NEE, hasta que el empeoramiento de las condiciones del medio ponen fin a su existencia.

Los principales focos de formación de esta clase de tormentas son las serranías de Tucumán, Salta y Jujuy, Córdoba y San Luis, las estribaciones de los Andes, las sierras de la Ventana y de Tandil, como asimismo las cuchillas del Uruguay y de Río Grande do Sul.

En las figuras 302 a 313 representamos el nacimiento, evolución y fin de esta clase de tormentas, a intervalos de dos horas, tal como puede observarse en un día tormentoso de verano.

**258. Tormentas costaneras.** — La diferencia de calor específico que existe entre la tierra y el agua hace que durante un día de calor el aire se caliente más encima de las costas que sobre los grandes ríos, lagos y mares. Cuando la "diferencia de densidades" de las

masas aéreas, y por consiguiente también la "diferencia de presiones" que ellas ejercen, llega a una magnitud tal que puede poner en movimiento las capas aéreas que cubren el suelo, y al mismo tiempo vencer la resistencia que ofrece el rozamiento y la turbulencia del movimiento, se inicia la brisa de mar, de lago o de río, en forma de un derrame del aire frío por las costas. Si el aire caliente y húmedo que cubre éstas se encuentra en estado "lábil", al ser separado del suelo prosigue la ascensión, hasta encontrar su nuevo nivel de equilibrio. Una rápida formación de nubes, seguida de fuertes precipitaciones, son sus consecuencias. Así nace una *tormenta costanera* de tipo diurno. La nueva formación se emancipa pronto del lugar de su nacimiento, internándose cada vez más y más tierra adentro. La penetración prosigue mientras subsistan las condiciones que favorecen su propagación.

Sobre el nacimiento, evolución y fin de este tipo de tormenta ilustran las figuras 314 a 319.

Durante la noche, el proceso de formación se invierte. En su transcurso, la tierra se enfría más que el agua. El aire frío se encuentra ahora en la costa, mientras que el aire caliente cubre los ríos, lagos y mares. Si el aire frío consigue ponerse en movimiento, en forma de brisa de tierra, eleva de la superficie el aire caliente y húmedo que encuentra en su camino. Este impulso puede ser suficiente para poner en marcha ascendente la masa aérea afectada. Rápida formación de nubes y de precipitaciones son sus consecuencias. Así nace una *tormenta costanera* de tipo nocturno.

Debido a la ausencia de calor solar, las tormentas nocturnas son menos frecuentes que las diurnas. Éstas se desencadenan con una potencialidad llamativa por las costas marítimas de la región tropical. En nuestro ambiente son frecuentes en las riberas argentinas del río de la Plata y en los grandes ríos del litoral. En el interior, su formación es conocida en las playas de la laguna Bebedero, en la provincia de San Luis. Son poco frecuentes en las costas del Atlántico sur, ya que los vientos dominantes, que soplan mar adentro, no favorecen su formación. De este factor negativo están exentas las costas uruguayas y brasileñas.

**259. Tormentas de calor.** — La superficie de la Tierra está compuesta de materias de muy distinto calor específico, por lo cual el calentamiento del aire en contacto con el suelo es desigual. En un día calmo puede darse el caso de que el aire que cubre el suelo en una determinada región se caliente tanto que resulte "más liviano" que el aire encimado, situación que **no puede durar**. El aire pesado cae a la tierra y desaloja al aire liviano. Éste, puesto en marcha, asciende rápidamente, en busca de un nuevo nivel de equilibrio, en concordancia con su densidad. Semejante *vuelco de masas aéreas*, consistente en un "cambio de posición", se inicia cuando el gradiente térmico llega a ser superior a  $-3,4^{\circ}/100$  m.

Mientras las masas aéreas que participan en este vuelco son pequeñas, con nivel de equilibrio a poca altura, no sucede nada particular. Pero cuando son voluminosas, muy calientes y húmedas, de manera que para ellas el nivel de condensación se encuentra muy bajo y el nivel de equilibrio muy alto, se forma una gran masa nubosa. Fuertes precipitaciones e intensas descargas eléctricas suelen acompañar a este suceso. Se ha formado una *tormenta de calor*.

Con tiempo calmo y un ambiente termohigrico uniforme, en la primera etapa de su formación una tormenta de esta clase crece uniformemente en todas direcciones. Pero más adelante, también ella adquiere forma asimétrica, debido al arrastre que ejerce el "viento de altura". Mientras su avance se efectúa a través de un ambiente favorable, cubierto por aire caliente y húmedo e "inestable", está llena de vida. Pero se debilita cuando principian a desmejorar estas condiciones, especialmente cuando choca contra masas aéreas "estables", formadas en las horas avanzadas del día o situadas encima de los grandes ríos y lagos. En tales condiciones, la tormenta se extingue.

Un ejemplo de esta clase de tormenta es aquella que hemos descripto detalladamente al principio de este capítulo e ilustrado con las figuras 285 a 297.

Las *tormentas de calor* son raras en nuestro medio geográfico, porque ya antes de que el gradiente térmico llegue a ser  $-3,4^{\circ}/100$  m suele presentarse algún impulso por otro motivo, capaz de provocar la inversión de las masas aéreas en estado de equilibrio lábil.

**260. Tormentas de altura.** — Fenómenos análogos a los que ocurren en la superficie de la Tierra pueden producirse también encima de las nubes, y por consiguiente, originar una tormenta que, por esta razón, puede llamarse *tormenta de altura*.

En las nubes *altocúmulus* y *altostratocúmulus* se refleja una gran parte del calor solar incidente; el resto es absorbido por las gotitas de agua y empleado en su evaporación, o irradiado en todas direcciones. Por esto el aire que se encuentra situado encima de las nubes se calienta fuertemente. Cuando el gradiente térmico supera los  $-3,4^{\circ}/100$  m, se produce el "vuelco" de las masas aéreas encimadas. El aire de altura cae sobre la nube. Al penetrar en la misma exprime partes de ella hacia arriba. Estas salientes le dan la forma de un castillo. La nube así modulada se llama *altocúmulus castellatus* y *altostratocúmulus castellatus*, respectivamente. Con el avanzar del día, el fenómeno se intensifica. El aire que cae, por fin perfora la nube y la rompe en pedazos. Desde este momento, la nube se llama *altocúmulus flocus*.

Si entre la tierra y la nube el gradiente es mayor de  $-1^{\circ}/100$  m, el aire frío no se detiene en su caída, porque a pesar de calentarse  $1^{\circ}$  por cada 100 m de descenso, siempre es más frío y, por consiguiente,

TORMENTAS SERRANAS

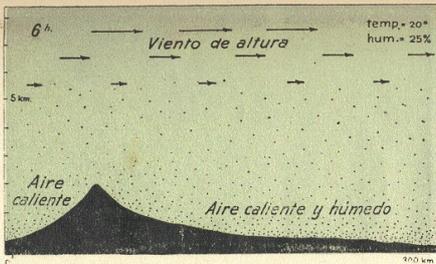


FIG. 302. — Calma matutina en un día de verano, propicio para la formación de una tormenta.

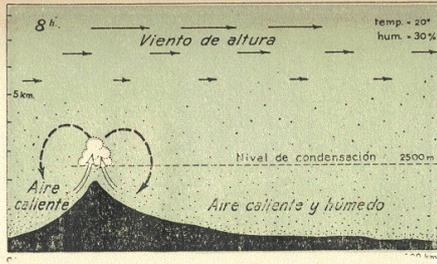


FIG. 303. — Iniciación de la "brisa de valle"; formación de la primera nube.

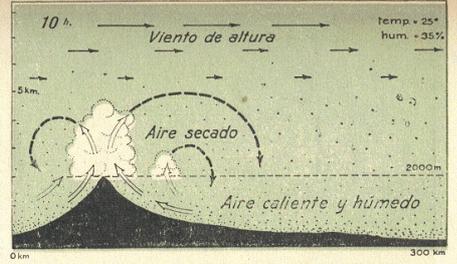


FIG. 304. — Intensificación de los movimientos; las nubes crecen.

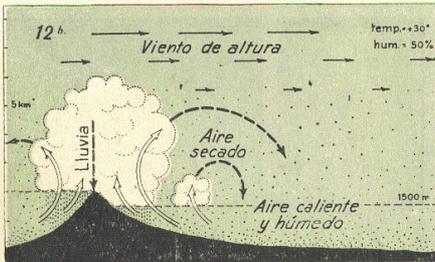


FIG. 305. — Caída del primer chaparrón; nacimiento de la tormenta.

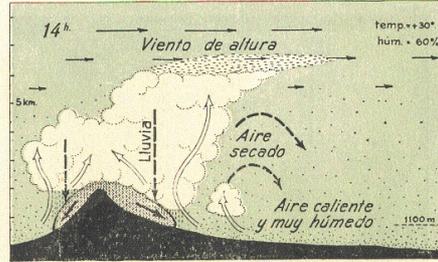


FIG. 306. — La tormenta se ensancha. La lluvia forma un colchón de aire frío debajo de la nube.

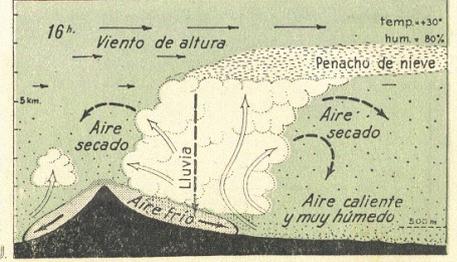


FIG. 307. — La tormenta se separa de la cumbre y se extiende por el valle. La parte posterior se extingue.

TORMENTAS SERRANAS

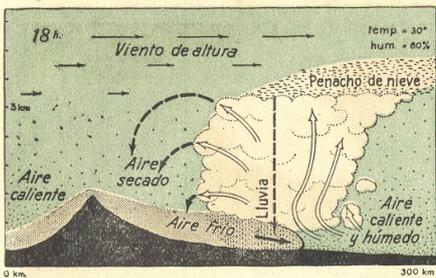


FIG. 308. — La tormenta alcanzó la plenitud de su desarrollo; prosigue su descenso por el valle.

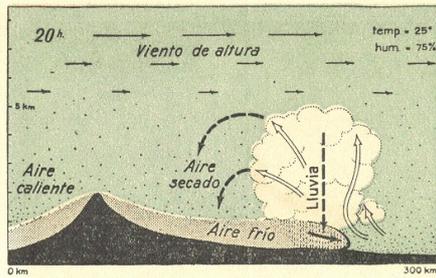


FIG. 309. — Debido al avance de la hora, la tormenta se debilita.



FIG. 310. — La tormenta se extingue por falta de condiciones apropiadas para su existencia.



FIG. 311. — Iniciación de la "brisa de montaña"; el descenso del aire frío origina la formación de las primeras nubes.

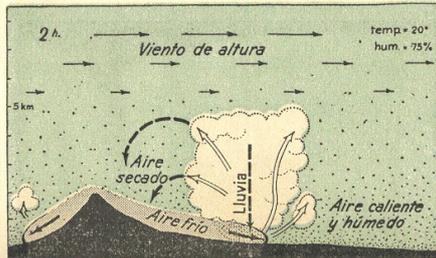


FIG. 312. — La nube se agranda; cae el primer chaparrón, y con ello nace la tormenta.

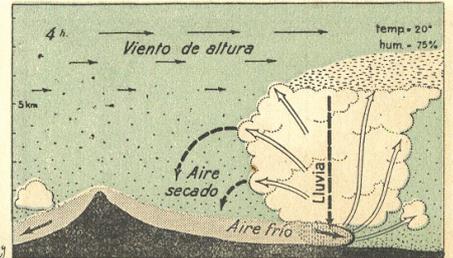


FIG. 313. — La tormenta nocturna ha alcanzado la plenitud de su desarrollo.

TORMENTAS COSTANERAS

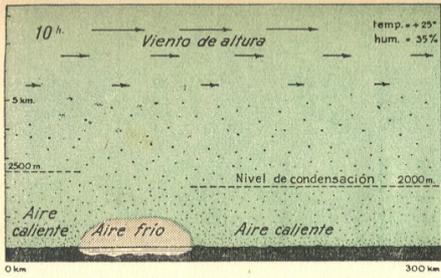


FIG. 314. — Formación de las distintas masas aéreas en la mañana de un día tormentoso.

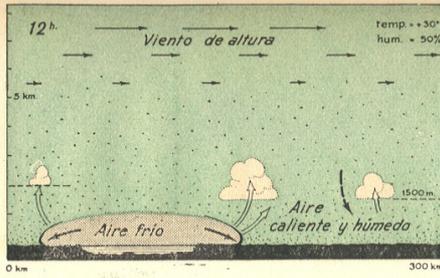


FIG. 315. — Iniciación del derrame del aire frío por la costa; formación de la primera nube.



FIG. 316. — Intensificación de este proceso; crecimiento de las nubes.

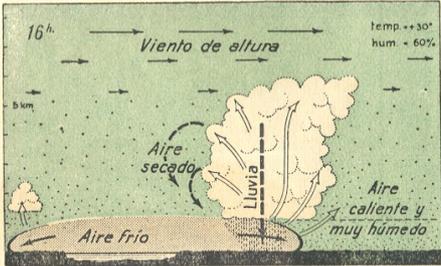


FIG. 317. — Caída del primer chaparrón; nacimiento de la tormenta.

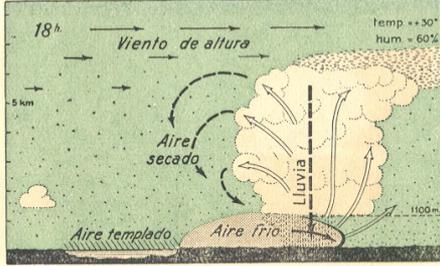


FIG. 318. — Tormenta en plenitud de su desarrollo, penetrando tierra adentro.

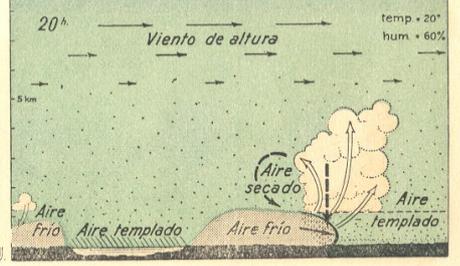


FIG. 319. — La tormenta, por falta de condiciones propicias, se debilita y por fin se extingue.

## TORMENTAS DE ALTURA (I)

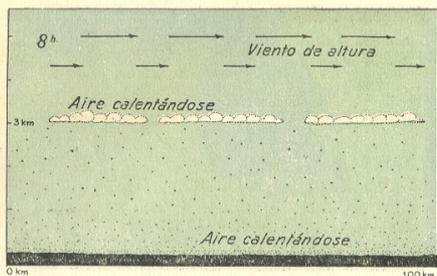


FIG. 320. — Calentamiento del aire en un día de verano tormentoso.

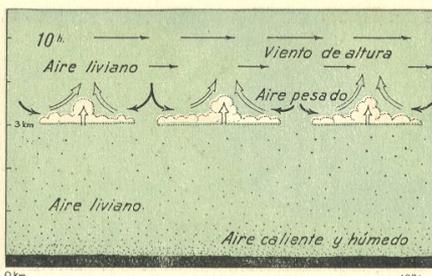


FIG. 321. — Caída del aire frío sobre las nubes; formación de "castillos" sobre éstas.

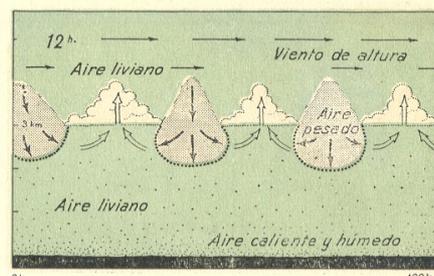


FIG. 322. — Rotura de las nubes y su transformación en copos; "alto cúmulus floccus".

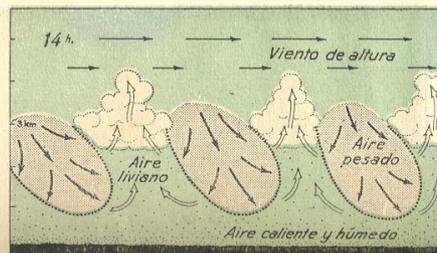


FIG. 323. — Continúa la caída del aire frío debajo de las nubes.

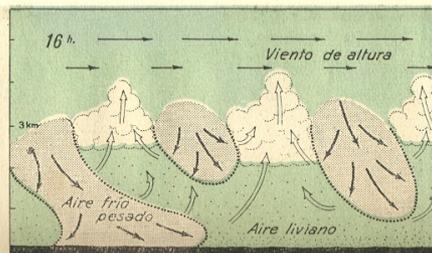


FIG. 324. — Llegada del aire frío pesado al suelo; cae la primera lluvia, y con ella nace la tormenta.

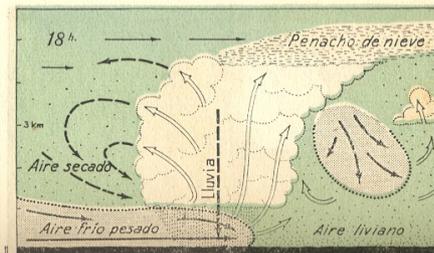


FIG. 325. — Tormenta en la plenitud de su desarrollo.

## TORMENTAS DE ALTURA (II)

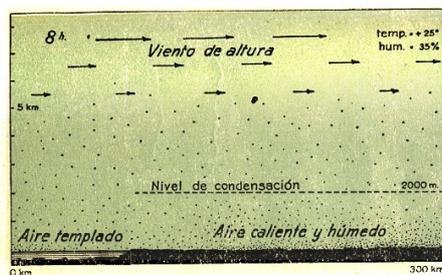


FIG. 326. — Preparación de un ambiente propicio para la formación de una tormenta.

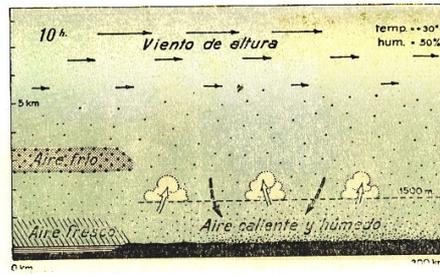


FIG. 327. — Invasión de una masa aérea fría en la altura.

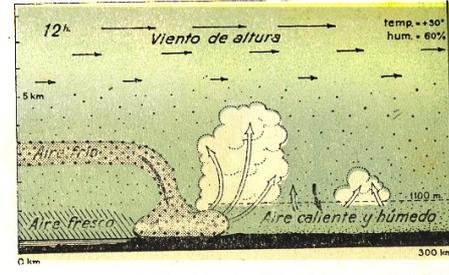


FIG. 328. — Caída del aire frío a la superficie de la tierra; se forma una nube de tormenta.

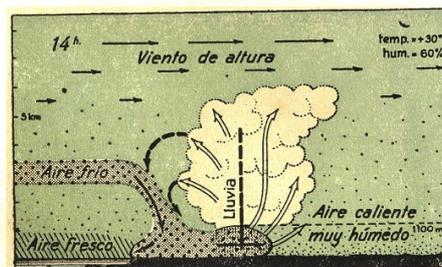


FIG. 329. — Caída del primer chaparrón; nace la tormenta.

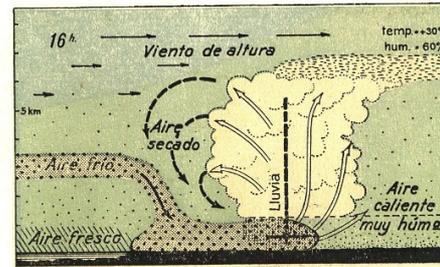


FIG. 330. — Tormenta en la plenitud de su desarrollo.

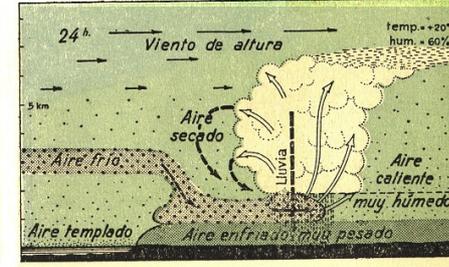


FIG. 331. — Debido al aire frío que cubre el suelo, la tormenta se desarrolla a cierta altura.

## CAMBIOS DEL TIEMPO, CON AIRE TROPICAL EN MOVIMIENTO

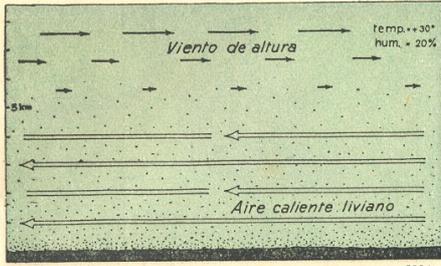


FIG. 332. — Líneas de flujo del aire tropical durante el "tiempo normal".

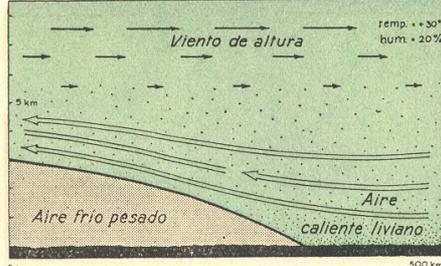


FIG. 333. — Acomodo de las líneas de flujo a la forma de la masa aérea fría.

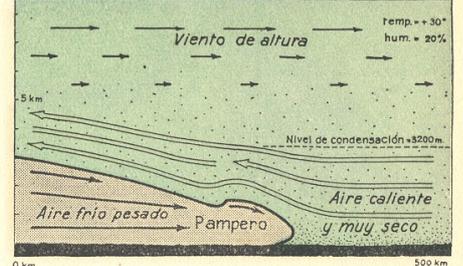


FIG. 334. — Deformación de la masa aérea fría invasora; cambio de tiempo en un ambiente muy seco.

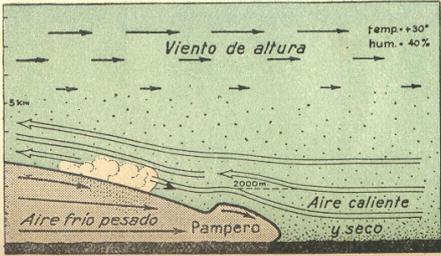


FIG. 335. — Cambio de tiempo en un ambiente seco; formación tardía de nubes a gran altura.

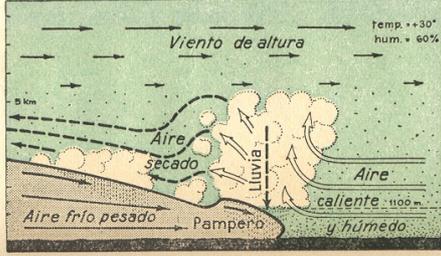


FIG. 336. — Cambio de tiempo en un ambiente húmedo; tormenta embrionaria en el frente del pampero.

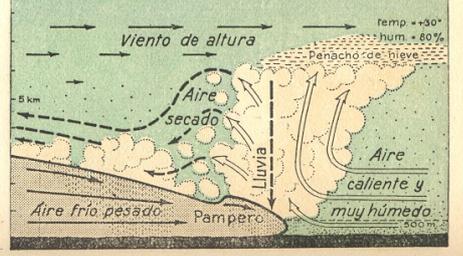


FIG. 337. — Cambio de tiempo en un ambiente muy húmedo; tormenta en la plenitud de su desarrollo.

## CAMBIOS DEL TIEMPO, CON AIRE TROPICAL EN REPOSO

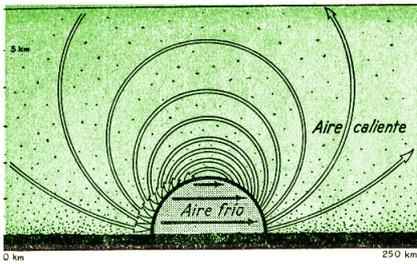


FIG. 338. — Líneas de flujo del aire, producidas por la travesía de una masa aérea fría, polar.

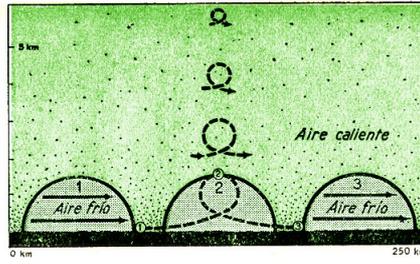


FIG. 339. — Trayectorias descriptas por pequeñas masas de aire tropical, a distintas alturas del suelo.

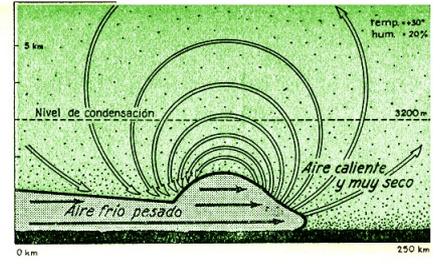


FIG. 340. — Corrientes aéreas en la cabeza del pampero; cambio de tiempo en un ambiente muy seco.

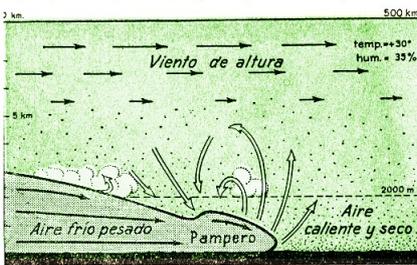


FIG. 341. — Cambio de tiempo en un ambiente seco; formación de nubes a gran altura.

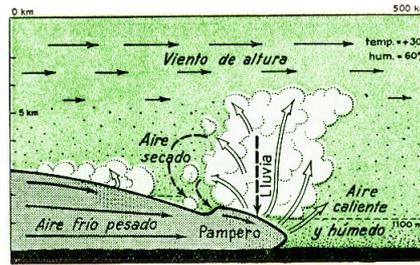


FIG. 342. — Cambio de tiempo en un ambiente húmedo; tormenta embrionaria en el frente del pampero.

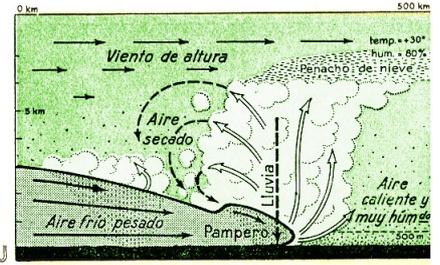


FIG. 343. — Cambio de tiempo en un ambiente muy húmedo; tormenta en la plenitud de su desarrollo.

## CAMBIOS DEL TIEMPO, EN PRESENCIA DE MASAS AÉREAS TROPICALES SUPERPUESTAS



FIG. 344. — Presencia de varias masas aéreas tropicales antes de un "cambio de tiempo".

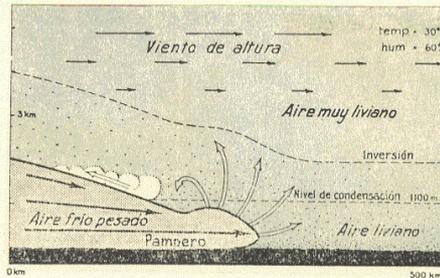


FIG. 345. — Invasión de aire polar en un ambiente seco; formación de nubes a gran altura.

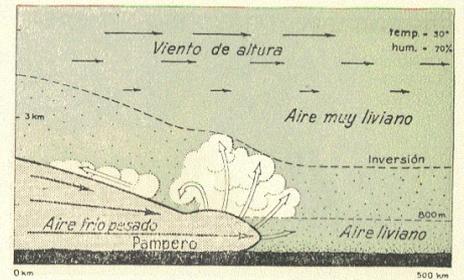


FIG. 346. — Invasión en un ambiente menos seco; formación de cúmulus en la cabeza del pampero.



FIG. 347. — Cambio de tiempo en un ambiente húmedo; aire elevado se extiende debajo de la masa aérea muy liviana.

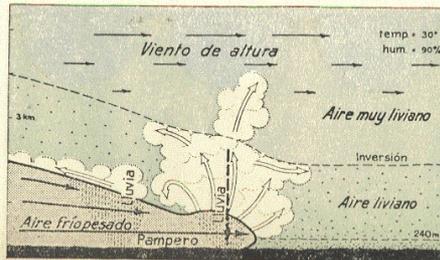


FIG. 348. — Perforación de la inversión; el aire elevado penetra en la masa aérea superpuesta. Tormenta en el frente del pampero.

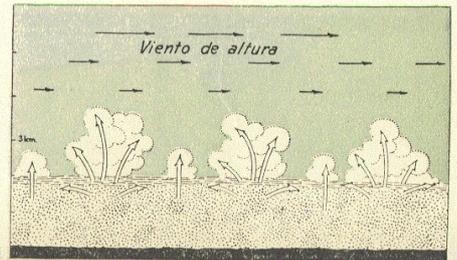


FIG. 349. — Vista de frente del banco de cúmulus entrecortado por stratus, que avisa con 6 horas de anticipación la proximidad de un cambio de tiempo.

más pesado que el aire del ambiente. Por esta razón puede llegar hasta la superficie de la tierra y derramarse por ella, elevando el aire caliente y húmedo que cubre el suelo. Este aire, debido al impulso que ha recibido, prosigue la elevación con velocidad creciente, dando motivo a la formación de una *tormenta*.

Las figuras 320 a 325 representan este proceso, desde el momento de su iniciación encima de las nubes hasta su culminación en forma de una tormenta en la plenitud de su desarrollo.

El aire frío que cae a la superficie y causa semejante convulsión no necesita formarse encima de las nubes del lugar mismo. Puede provenir de algún lugar lejano, en particular de la región polar. Para que este aire tenga motivo para caer sobre la superficie y provocar una *tormenta*, sólo es necesario que sea más pesado que el aire que cubre el suelo, y que el estado de equilibrio de éste sea "lábil".

Las figuras 326 a 331 representan este proceso, desde el momento de la aproximación del aire frío en la altura hasta el apogeo de la tormenta formada.

Durante la noche, el aire que cubre el suelo se enfría y se estabiliza. Por esta razón, cuando el enfriamiento ha alcanzado un cierto límite, la caída del aire frío queda frenada y no llega a la superficie. En tal caso, la elevación del aire caliente y húmedo se efectúa en un nivel algo elevado. Lluève, trueno y relampaguea, pero el característico "golpe de viento" no se presenta. Reina completa calma sobre la tierra. Este caso está representado en la última figura de esta serie.

«Tanto el tipo local como el tipo advenedizo de la *tormenta de altura* son formaciones muy frecuentes en nuestro medio geográfico.

**261. Tormentas frontales.** — Por la superficie de la Tierra se mueven incesantemente masas aéreas frías, rodeadas de aire caliente. En las "superficies límites" de estas masas también se pueden formar tormentas.

a) **TORMENTA EN EL "FRENTE FRÍO".** — Cuando una masa aérea fría se mueve aproximadamente en la misma dirección que el aire caliente, pero con mayor velocidad, eleva el aire del suelo. Si el estado de equilibrio de este aire es "lábil", o por lo menos "condicional", y su contenido en humedad considerable, se forma una *tormenta*.

En nuestro medio geográfico, estas tormentas son poco frecuentes al norte del río Negro. Más comunes son en el sur, en la Patagonia, Tierra del Fuego y sur de Chile, región geográfica en que las condiciones imperantes son propicias para la formación de ciclones dinámicos.

Una representación gráfica de esta tormenta se tiene en la figura 129.

b) **TORMENTA EN EL FRENTE CALIENTE.** — Si una masa aérea caliente se mueve en la misma dirección que una masa aérea fría, pero con mayor velocidad, se eleva sobre el dorso de la misma. Durante la elevación se enfría. Al sobrepasar el punto de rocío principia la condensación del vapor de agua y la formación de nubes. El calor

liberado aliviana el aire, con lo cual su estado de equilibrio puede llegar a ser "condicional". Desde este momento la elevación prosigue por sus propios medios. La formación de las nubes es más rápida, y las precipitaciones son más intensas. Todas éstas son características de *tormentas*.

Esta clase de tormentas es frecuente en el litoral argentino, especialmente durante la estación de invierno. Pormenores de ellas están representados en la figura 128.

c) **TORMENTAS EN EL FRENTE DEL PAMPERO.** — En el ambiente geográfico argentinouruguayo es muy corriente el caso de que la masa aérea fría polar que en forma de viento pampero avanza hacia la región tropical enfrente corrientes aéreas calientes, dirigidas hacia el sur. El resultado del encuentro es siempre la elevación de la masa aérea caliente. Esta elevación se efectúa por lo general en forma "pasiva", sin mayores consecuencias; pero cuando el estado de equilibrio de la masa es "lábil", o por lo menos "condicional", la elevación es violenta y motiva la formación de *tormentas*.

El conjunto de fenómenos atmosféricos que se desarrollan al producirse el encuentro de una masa aérea fría con otra caliente se designa, de acuerdo con su importancia, como *cambio de tiempo*.

## E) CAMBIOS DE TIEMPO EN NUESTRO PAÍS

**262. Generalidades.** — La región geográfica formada por la parte sur del continente —la parte situada al este de la cordillera de los Andes, con excepción de la Patagonia— es cruzada normalmente por corrientes aéreas calientes y húmedas, provenientes del Atlántico. Un "cambio" en esta situación, o sea *un cambio de tiempo*, se produce cuando esta misma región es invadida por una masa aérea fría y seca proveniente del lejano sur, en la mayoría de los casos del gran "recipiente polar" situado sobre el continente antártico, y que después de cruzar el Pacífico y salvar la cordillera de los Andes se desparrama por nuestros llanos, en forma de *viento pampero*, elevando el aire caliente y húmedo que cubre el suelo. Estas masas suelen ser muy grandes. Su altura alcanza a varios kilómetros, y su extensión frontal y profundidad son también de millares de kilómetros.

Todo *cambio de tiempo* producido por la invasión de aire polar va acompañado, así, de un marcado descenso de la temperatura y del contenido de humedad del aire, de un rápido aumento de la presión atmosférica, y de un cambio en la dirección y fuerza del viento. Esta

misma invasión da lugar, en la mayoría de los casos, a la formación de nubes, y a menudo también a precipitaciones, pues cuando ella ocurre, el aire caliente y húmedo que se encuentra en la superficie de la tierra es elevado a gran altura, y en consecuencia, notablemente enfriado. Este proceso va acompañado también de modificaciones en el estado eléctrico de la atmósfera, y está seguido de descargas eléctricas y truenos.

La intensidad con que se desarrollan todos estos fenómenos depende, en esencia, de la temperatura y grado de humedad del aire ambiental afectado por la invasión. Cuanto más caliente y húmedo es este aire, mayor es la masa nubosa que se forma, y más intensas las precipitaciones y los fenómenos eléctricos.

Mucha importancia tiene también el estado de equilibrio en que se encuentra el aire que cubre la región, antes de producirse la invasión. Si el estado del equilibrio es "estable", su elevación se produce en forma pasiva, hasta una altura en concordancia con el espesor de la capa invasora. En estos casos, difícilmente se forman nubes, y menos aún precipitaciones. En caso de un equilibrio "condicional", la elevación es pasiva hasta el nivel neutro, y activa arriba del mismo (véase fig. 109). Se forma ya una masa nubosa de cierta altura, pudiendo desprenderse de la misma también pequeñas precipitaciones. Por último, si su estado es "lábil", el aire separado del suelo prosigue la elevación por sus propios medios. La masa nubosa que se forma suele ser grande, las precipitaciones que caen, intensas, e intensos también los fenómenos eléctricos y acústicos. El cambio de tiempo se opera con las características de una tormenta. Estamos ante una *tormenta en el frente del pampero*.

De importancia para la modalidad con que se efectúa un cambio de tiempo es también el movimiento o calma en que se encuentra el aire tropical y la extensión y forma de la masa invasora.

**263. Aire tropical en movimiento.** — Es muy frecuente el caso de que, en el momento de invasión del aire frío, polar, el aire caliente y liviano que cruza nuestra región se encuentre *en movimiento*, como lo suponemos en las figuras 332 a 337.

Si este aire, en avance, choca contra una masa aérea fría en reposo, sus "líneas de flujo" se acomodan a su forma. Este caso, representado en la figura 333, se verifica cuando la masa aérea fría ha perdido la fuerza que sostenía su avance.

En las cuatro figuras siguientes, la masa aérea fría que avanza enfrenta aire tropical en distintas condiciones físicas y mecánicas. Debido a la resistencia encontrada, su cabeza está deformada. La forma que toma es la de una tortuga. En la figura 334 suponemos el aire tropical muy caliente y seco, y su estado de equilibrio, "estable". La elevación es pasiva; el cambio de tiempo se opera sin formación de nubes. En la figura 335 suponemos aire ambiental algo más húmedo

La elevación sobrepasa ya el nivel de condensación, formándose una masa nubosa de tipo stratus. En la figura 336, el aire elevado es caliente y húmedo, y su estado de equilibrio, "condicional". La masa nubosa es ya de consideración; hay también precipitaciones. El cambio de tiempo tiene todos los aspectos de una tormenta embrionaria. Por fin, en la figura 337 suponemos el aire tropical muy caliente y húmedo, y su estado de equilibrio, "lábil". El nivel de condensación se encuentra muy bajo, y el nivel de equilibrio, muy alto. La masa nubosa es formidable; son intensas las precipitaciones, e intensos también los fenómenos eléctricos que se producen. El aire invasor, al elevar una masa aérea caliente y húmeda del suelo es causante de una tormenta en regla, llamada tormenta en el frente del pampero.

**264. Aire tropical en reposo.** — Una característica meteorológica de nuestra región es que el movimiento del aire tropical suele calmarse antes de que se produzca la invasión de aire polar, y con ella el cambio de tiempo. Las particularidades de este caso están representadas en las figuras 338 a 343.

La figura 338 representa las "líneas de flujo" del aire tropical que origina el movimiento de una masa aérea fría. Como se ve, toda la masa aérea tropical es afectada. La figura 339 representa las "trayectorias" de pequeñas masas aéreas, supuesto el aire tropical en estado de equilibrio "estable". Cada masa describe una trayectoria cicloidal. La elevación es pasiva; su magnitud disminuye con la altura.

En la figura 340, la forma de la masa aérea fría se ajusta más a la realidad. Su frente delantero ha sido extendido hasta tomar la forma de un plano inclinado, mientras que el espacio detrás del semicilindro fué parcialmente llenado con aire frío. Las líneas de flujo no se han modificado. La figura representa un cambio de tiempo producido en un ambiente muy seco, sin formación de nubes. La figura 341 representa un cambio originado en un ambiente seco en equilibrio "estable". La elevación del aire tropical es pasiva, pero sobrepasa el nivel de condensación. Las nubes se forman mucho después de soplar el pampero, y son de forma stratus. En la figura 342 se supone el aire tropical bastante húmedo, y su estado de equilibrio, "condicional". El nivel de condensación es bajo; la masa nubosa que se forma en el frente del pampero, y más tarde sobre el lomo de la masa aérea fría, es de consideración; las precipitaciones son de cierta intensidad. Por fin, en la figura 343 suponemos el aire tropical muy húmedo, y su estado de equilibrio "lábil". El nivel de condensación se encuentra a muy poca altura. El aire separado del suelo se eleva a gran altura por sus propios medios. La masa nubosa es formidable, y considerables también las precipitaciones. Toda la convulsión va acompañada de fuertes descargas eléctricas, seguidas de truenos. El arribo del aire frío ha producido una verdadera tormenta, denominada tormenta en el frente del pampero.

**265. Cambios de tiempo en presencia de inversiones.** — La estructura de la atmósfera en nuestro medio geográfico suele ser "laminar"; por lo general, hay presentes *varias masas aéreas superpuestas*. Las superficies de separación de ellas son los lugares en que se observa una transición brusca en los valores de los elementos meteorológicos: saltos en la temperatura, grado de humedad y nubosidad, dirección y velocidad de movimiento, y —lo que es muy importante— saltos en la

densidad. El conjunto de las figuras 344 a 349 representa las particularidades de nuestros cambios del tiempo en tales casos.

La figura 344 representa el estado atmosférico, con dos masas aéreas superpuestas, antes de la invasión del aire polar. La figura 345 representa ya el "cambio de tiempo" en un ambiente relativamente seco. El nivel de condensación es alcanzado, por el aire separado del suelo y elevado, sólo varias horas después de irrumpir el aire frío polar. Las nubes que se forman son pocas. La figura 346 tiene en cuenta un ambiente un tanto húmedo. El nivel de condensación es alcanzado por el aire en elevación ya en el frente del pampero mismo. La masa nubosa que se forma es apreciable, pero sin las características de una tormenta. En la figura 347, a pesar de que el nivel de condensación se encuentra bajo, la masa aérea en elevación es todavía demasiado densa y pesada para penetrar en la masa aérea, potencialmente más caliente y, por esto, más liviana, que se encuentra en la altura, por lo cual se desparrama debajo de ella, formando stratus y mammatocúmulos. En la figura 348, por fin, suponemos aire tropical muy caliente y muy húmedo, en estado de equilibrio "lábil". Su nivel de condensación se encuentra muy bajo, y su nivel de equilibrio, muy alto. La masa nubosa formada es grande, y las precipitaciones, intensas. Se ha formado una verdadera tormenta. La cantidad de calor libertado durante el proceso de condensación es considerable. En consecuencia, el aire que se eleva se alivia mucho, por lo cual puede penetrar ya en la masa aérea liviana, superpuesta. La última figura, la 349, muestra el aspecto de la gran masa nubosa formada en esta oportunidad, mirándola de frente, desde una distancia de unos 200 km. La masa está formada por nubes cúmulus, cúmulo-nimbus y altocúmulus, y se encuentra cortada por una o dos capas delgadas de nubes estratificadas. Ese aspecto del horizonte sureño es un índice infalible de un próximo "cambio de tiempo", dentro de un lapso de seis horas.

**266. Influencia de la forma de la masa fría invasora.** — En las modalidades con que se presenta un cambio de tiempo, la influencia de la forma de la masa fría invasora, particularmente de su altura, es considerable.

a) Si la masa fría tiene gran extensión pero *poca altura*, su paso por un determinado lugar puede durar mucho tiempo, uno o dos días, por ejemplo. Pero debido a su poca altura, la elevación del aire tropical, en caso de un estado de equilibrio estable o condicional, puede **no llegar** hasta el nivel de condensación, y por consiguiente **no formarse nubes**, y mucho menos tormentas. Sólo en el supuesto de que el aire tropical afectado se encuentre en un estado de equilibrio "lábil" puede esperarse la formación de una gran masa nubosa, y como derivación natural, una tormenta.

b) Si la masa fría tiene poca extensión pero *gran altura*, pasa por el lugar de observación en poco tiempo, aunque con mucha violencia, es decir, en forma de un fuerte viento. En este caso, la elevación del aire tropical es rápida, superando siempre el nivel de condensación. Rápida es también, naturalmente, la formación de nubes, intensas las precipitaciones, y fuertes las descargas eléctricas. **Las tormentas** formadas en tales circunstancias son muy bravas.

En nuestras ilustraciones hemos considerado un "valor medio", el más frecuente, para la dimensión de la masa aérea fría invasora: 3 km para su altura y 1 000 km para su profundidad.

**267. Diferencias entre cambios de tiempo y tormentas.** — Las tormentas y los cambios de tiempo son los grandes fenómenos atmosféricos que rompen la monotonía del *tiempo normal*, tal como lo determinan las condiciones climatológicas de la región. Los dos fenómenos tienen mucho de común, pero no son idénticos.

El cambio de tiempo es un fenómeno que afecta regiones más grandes y que necesita para su desarrollo más tiempo que la tormenta. Durante el cambio de tiempo se produce también una elevación de la masa aérea que cubre el suelo, igual que durante una tormenta, pero el aire frío y pesado que la realiza no proviene de los alrededores inmediatos, ni de lo alto de la atmósfera, sino de una región lejana muy fría, de la región polar. Esta masa suele tener dimensiones formidables: varios kilómetros de altura y millares de kilómetros de extensión frontal y de profundidad, y no uno que otro hectómetro, como en el caso de la tormenta. Frente a esta gran masa, en su obligado avance hacia la región tropical, pueden por cierto producirse fenómenos semejantes a una tormenta, hasta una tormenta, incluso, siempre que el aire elevado del suelo sea suficientemente caliente y húmedo y su estado de equilibrio lábil.

Cada tormenta representa un pequeño cambio de tiempo. La temperatura del aire y su grado de humedad disminuyen, la presión aumenta. Pero estos cambios son pequeños y de corta duración si se comparan con los que origina una gran masa aérea polar invasora, durante su avance hacia la región tropical. La tormenta se desarrolla en un par de horas; el cambio de tiempo, en un par de días.

Teniendo en cuenta la importancia que revisten tanto las tormentas como los cambios de tiempo para el TIEMPO y el CLIMA de una región, reunimos aquí sus principales características:

	TORMENTA:	CAMBIO DE TIEMPO:
Carácter del fenómeno .....	local;	general;
Evolución del fenómeno .....	rápida;	lenta;
Duración del fenómeno .....	una o dos horas;	uno o dos días;
Efecto térmico e higrico .....	pasajero;	duradero;
Estado de equilibrio previo ....	lábil;	estable;
Gradiente térmico .....	$> -1^{\circ}/100$ m;	$< -1^{\circ}/100$ m;
Elevación del aire del lugar ....	activa;	pasiva;
Fenómenos eléctricos .....	siempre;	por excepción;
Procedencia de la masa aérea fría	local;	lejano sur;
Altura de la misma .....	un par de decámetros;	varios kilómetros;
Extensión de su frente .....	decenas de kilómetros.	miles de kilómetros.

## F) NOCIONES DE AEROLOGÍA

268. **Generalidades.** — El conocimiento del *estado momentáneo* de la atmósfera a distintas alturas es, como se ha visto, imprescindible para la deducción de las condiciones de equilibrio reinantes, y por ende, para la previsión de los movimientos verticales que podrán producirse y ocasionar la formación de una tormenta.

Este conocimiento se puede adquirir:

a) en forma *continua* en el tiempo y *discontinua* en el espacio:

- 1) en observatorios de altura,
- 2) con barriletes y globos-sondas;

b) en forma *discontinua* en el tiempo, pero *continua* en el espacio:

- 3) con globos-sondas,
- 4) con aviones meteorológicos,
- 5) con radiosondas,
- 6) con radiosondas en combinación con radar.

La actividad tendiente a obtener esta información es la rama más nueva de la "meteorología instrumental y de observación", y se llama *aerología*.

Cualquiera sea el procedimiento que se use en la medición, es necesario disponer de los tres aparatos registradores principales: *termógrafo*, *higrógrafo* y *barógrafo*, o, mejor todavía, de los tres reunidos en uno solo, llamado *meteorógrafo* (fig. 350), y si las condiciones de trabajo lo permiten, también de un *anemógrafo*.

Cada procedimiento de medición tiene sus exigencias especiales en lo que se refiere a la sensibilidad, solidez, tamaño y peso del meteorógrafo por emplear. Estas exigencias dependen de las posibilidades que se tienen para acomodar el aparato y de la velocidad con que será movido a través del espacio.

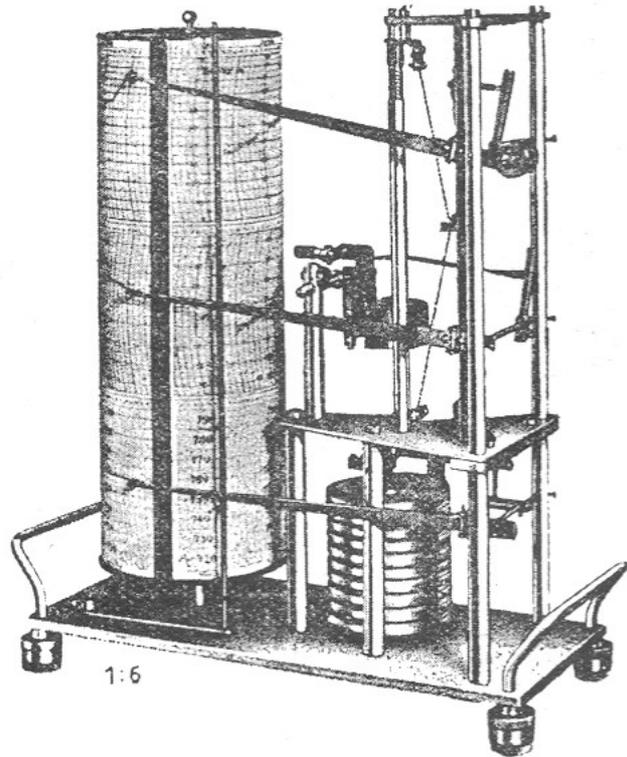


FIG. 350. — Meteorógrafo común, usado en servicio ordinario en la superficie.

En la figura 351 representamos un meteorógrafo de la casa Friez E. Sohns, de Baltimore, destinado a aviones meteorológicos. Con este aparato se efectuó la medición que se comentará más adelante.

**269. Barriletes y globos cautivos.** — El meteorógrafo puede ser elevado a una altura conveniente, unos 2 000 a 3 000 m, y sostenido allí, por *barriletes* o por *globos cautivos*. Esto permite registrar los principales elementos meteorológicos —presión, temperatura y humedad—, e inclusive la dirección y velocidad del viento reinante, así como su grado de turbulencia en forma continua.

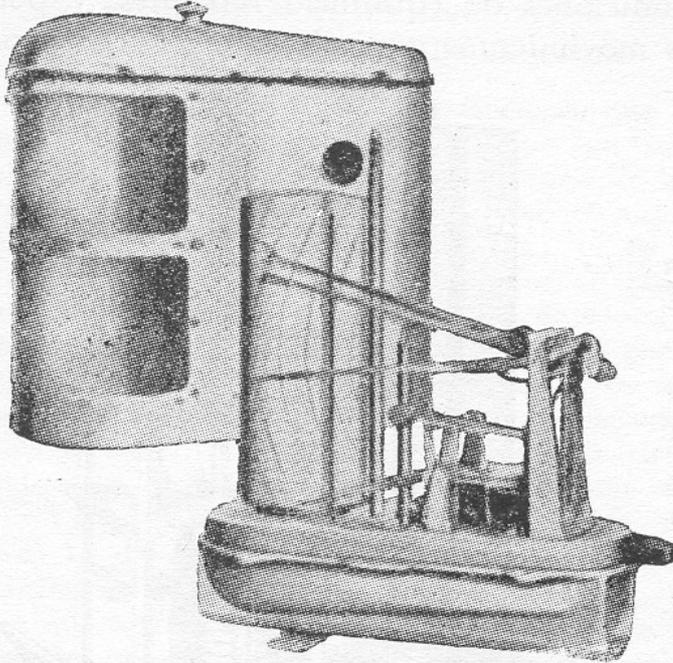


FIG. 351. — Meteorógrafo tipo Friez Sohns, Baltimore, para ser usado en vuelos meteorológicos.

Debido a la incomodidad que el manejo y atención de estos aparatos requiere, estos procedimientos están cayendo en desuso. Sólo donde se tiene interés particular por un registro continuado se justifica su subsistencia.

**270. Observatorios de altura.** — Los observatorios meteorológicos situados a *gran altura*, provistos de toda clase de aparatos,

suministran material informativo continuado del estado atmosférico, material meteorológico y climatológico de excepcional interés. Lo mismo lo harán en lo futuro los *observatorios automáticos*, ubicados en lugares inhospitalarios o de difícil acceso, provistos de aparatos registradores, cuyas indicaciones pueden ser transmitidas, también automáticamente, a intervalos fijos, por un transmisor radioeléctrico, y captadas en las centrales meteorológicas.

Los principales observatorios de altura son:

Pic du Midi, Francia .....	Altura = 2 860 m
Ben Nevis, Escocia .....	„ = 1 343 „
Säntis, Suiza .....	„ = 2 500 „
Sonnblick, Austria .....	„ = 3 106 „
Zugspitze, Baviera .....	„ = 2 962 „
Bjelasnica, Bosnia .....	„ = 2 067 „
Pikes Peak, E.U. de N.A. ....	„ = 4 303 „

De valor serán los datos que proveen los *observatorios de altura argentinos*:

Cristo Redentor .....	Altura = 3 832 m
Observatorio de Altura Perón .....	„ = 4 250 „
La Quiaca .....	„ = 3 458 „

**271. Globos-sondas.** — Un registro continuado de los elementos meteorológicos reinantes en una línea próxima a la vertical, aunque influida por la dirección y fuerza del viento reinante, se puede obtener por medio de *globos-sondas*; éstos son grandes globos de goma que, inflados debidamente con gas hidrógeno, adquieren un diámetro de unos 6 m. A estos globos se les acopla un meteorógrafo, provisto de un pequeño paracaídas para defenderlo de los fuertes golpes cuando, debido a la explosión del globo por la excesiva dilatación a que está expuesto a gran altura, caiga en tierra. La altura máxima alcanzada por estos globos es de 37 km. Con buen tiempo, pueden también servir de *g l o b o s*

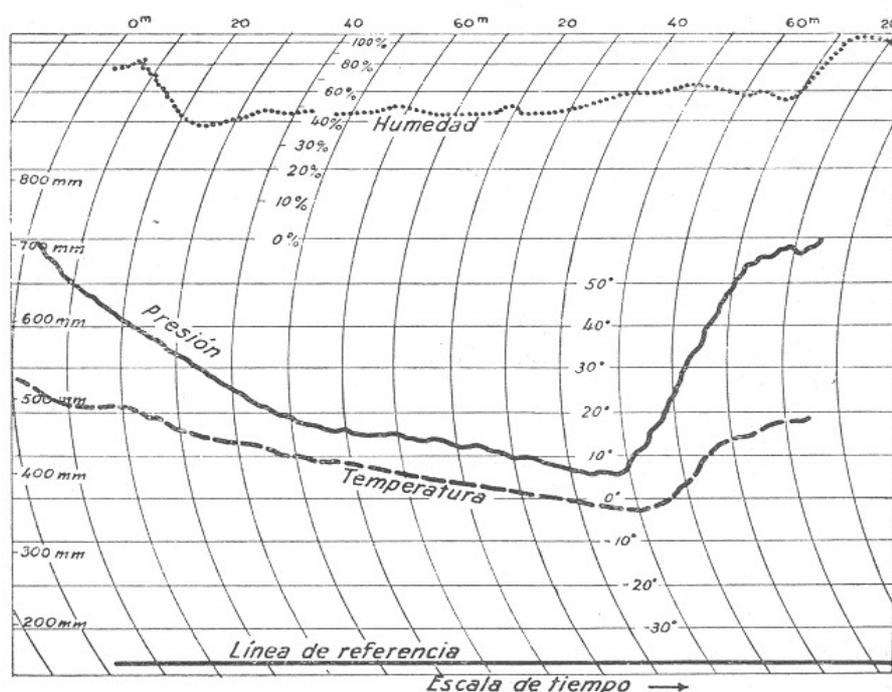


FIG. 352. — Registro meteorológico de un vuelo efectuado en Córdoba el 4 de diciembre de 1940.

pilotos, para la determinación de la dirección y velocidad del viento en las distintas alturas que alcanza progresivamente.

También este procedimiento ha caído en desuso, principalmente porque permite disponer de sus registros sólo ocasionalmente y con mucho retardo.

**272. Aviones meteorológicos.** — Cada vez cunde más el empleo de *aviones especiales*, para la observación y registro de las condiciones atmosféricas imperantes. Tienen la gran ventaja de que permiten llevar un meteorólogo a bordo, quien completa los registros de los aparatos automáticos con observaciones visuales. Combinando estos procedimientos, es posible examinar un fenómeno atmosférico cualquiera; por ejemplo, una nube, neblina o tormenta. Por estas razones el avión meteorológico debe ser considerado

hoy día como el medio ideal para la recolección de informaciones meteorológicas de toda clase.

Los aviones meteorológicos se elevan, por lo general, sólo hasta 5 km, con una velocidad de 200 m/min, o sea con la misma rapidez con que ascienden los globos-piloto y los globos-sonda. De esta manera, en una hora de tiempo pueden recoger el material informativo necesario. Aviones potentes pueden llegar hasta la estratosfera, y registrar durante el vuelo el estado de la troposfera íntegra.

La instalación de un meteorógrafo en un avión exige

mucho cuidado. Cada aeronave requiere un estudio especial cuando se quiere localizar el lugar más conveniente para su ubicación. En ningún caso debe encontrarse el meteorógrafo sometido a la influencia de los gases de escape o de la hélice. Asimismo, debe estar instalado fuera del avión, lejos de los lugares de sobrepresión o depresión producidas por el vuelo.

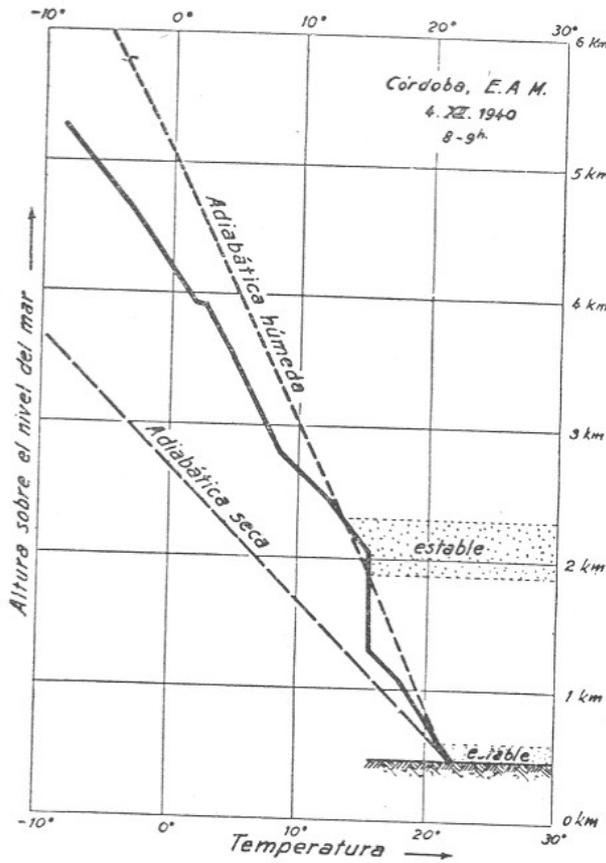


Fig. 353. — Representación del estado de equilibrio de la atmósfera durante el mismo vuelo, en el diagrama de Neuhoff.

En la figura 352 está reproducido un registro obtenido durante un vuelo efectuado en Córdoba el 4 de diciembre de 1940, entre las 8 y 10 horas de la mañana, por medio del meteorógrafo Friez, reproducido en la figura 351. En el momento de levantar vuelo, las condiciones atmosféricas eran desfavorables; mucha humedad, mucha nubosidad, amenaza de lluvia. Hasta una altura de 700 m soplabla una brisa de dirección ESE.

De este registro se han extraído los valores de la temperatura, presión y humedad para un cierto número de "instantes". Éstos se fijan, buscando los puntos singulares de los tres elementos registrados. Corregidos estos valores por los errores instrumentales, se tienen los elementos necesarios para la ubicación de estos puntos en la gráfica de Neuhoff. Para esto se considera a las temperaturas como "abscisas", y las presiones, como "ordenadas" de ellos. Uniendo los puntos así localizados se obtiene una línea poligonal, que representa el estado térmico de la atmósfera en las distintas alturas (figura 353).

En esta misma gráfica están representadas también la adiabática seca y la adiabática húmeda, correspondientes a las condiciones atmosféricas reinantes en la superficie de la tierra. Estas dos líneas, en combinación con la poligonal representativa de las temperaturas, permiten juzgar el estado de equilibrio de las capas

aéreas. Toda la atmósfera atravesada durante el vuelo —excepto una delgada capa en contacto con el suelo, y otra, de unos 500 m de espesor, a 2 km de altura— se encuentra en un estado de equilibrio *condicional*. Esto significa que si se inicia el proceso de condensación, el aire se calentará tanto que, puesto en marcha, se elevará por sus propios medios más allá de 5 000 m de altura.

Ya durante el vuelo de regreso se operó este proceso. El resultado fué la rápida formación de una masa nubosa, que ocupaba todo el espacio, seguida de una lluvia moderada, uniforme. El impulso para el vuelo de las masas aéreas provino del viento que soplaba por la superficie.

**273. Radiosondas.** — Las ventajas que ofrece el empleo de globos-sondas se han acentuado en los últimos años, al combinar el meteorógrafo con un minúsculo aparato radioemisor, que automáticamente y a intervalos fijos transmite los valores de los tres elementos meteorológicos principales: presión, temperatura y humedad, con intensidad suficiente para poder ser captadas en la superficie de la tierra por un pequeño receptor y registradas en una hoja de papel, hasta una distancia de un par de centenares de kilómetros. Aparatos de esta naturaleza se llaman *radiosondas*.

Las ventajas del empleo de este procedimiento consisten en que los datos que recoge el aparato son disponibles inmediatamente, y que él puede ser empleado aun con tiempo nublado y de noche. Captando las señales emitidas por tres receptores radiogoniométricos a la vez, ubicados en los vértices de un triángulo equilátero de unos 40 km de longitud de lado, puede ser determinada también la dirección y velocidad del viento que reina en las distintas alturas.

El mecanismo de la radiosonda de *Moltschanoff* (fig. 354) es muy sencillo. Las palancas de transmisión de los tres aparatos registradores actúan sobre tres “índices” que se mueven alrededor de un mismo eje. El movimiento de estos índices está restringido a un determinado sector de un círculo; uno reservado para la temperatura, otro para la presión, y el tercero para la humedad. Estos sectores están limitados por dos señales fijas de referencia y una señal de sintonía. Un “puntero” que se mueve sobre el mismo eje vertical recorre toda la circunferencia en un minuto de tiempo, cerrando seis veces un circuito eléctrico: al pasar los tres índices que indican los valores de los elementos meteorológicos, las dos señales fijas y la señal de sintonía. Las señales emitidas son captadas en la superficie de la tierra por un aparato receptor, y registradas en una hoja de papel adosada a un tambor que da una vuelta en un minuto, desplazándose, a la vez, un pequeño espacio. El apartamiento de los registros de los elementos meteorológicos de las rectas corres-

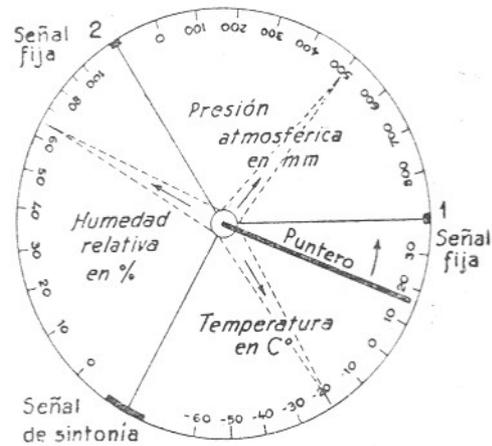


FIG. 354. — Esquema de la radiosonda tipo Moltschanoff.

pondientes a los dos índices fijos es una medida de la magnitud de ellos (fig. 355).

**274. Radiosonda combinada con radar.** — El método más reciente, más conveniente, y a la vez de mayor porvenir, es la combinación de una radiosonda con una estación de radar, fijando con éste, a intervalos fijos, minuto a minuto, por ejemplo, la dirección, distancia y el ángulo de elevación del globo sonda, portador del meteorógrafo y del pequeño aparato radioemisor, cuyas señales son captadas, igual que en el método anterior, por un pequeño receptor y



FIG. 355. — Registro de las señales emitidas por la radiosonda anterior.

registradas en una hoja de papel. Para este fin, el transmisor de radar lanza "pulsaciones" hacia el globo sonda que son reflejadas hacia el aparato receptor, instalado al lado del emisor. Procediendo de esta manera se obtiene no sólo la temperatura, presión y humedad que reina en los distintos niveles, sino también la dirección y velocidad del viento, desde una sola estación. También este método permite disponer inmediatamente de los datos recogidos y con cualquier estado de tiempo, como también durante la noche.

Debido a la circunstancia de que las señales electromagnéticas son reflejadas por las gotitas de agua y por los cristales de nieve, es posible seguir con el radar también el movimiento de una nube, el traslado de una tormenta y el avanzar de los huracanes tropicales. Por esta razón, su empleo en los servicios meteorológicos, tanto para el conocimiento del "estado del tiempo" como para su "previsión", es cada día mayor.

**275. Investigación de las altas capas atmosféricas.** — Sobre la composición, densidad y temperatura de las capas *estratosféricas e ionosféricas* nos orientan ciertos fenómenos accesibles a la observación, como ser: la travesía de la atmósfera por aerolitos, los fenómenos crepusculares, las nubes noctilucen-tes y las auroras polares. Resultados de particular interés se han obtenido por medio de espectroscopios, y, como se verá más adelante (capítulos VIII y IX), por sondeos acústicos y radioeléctricos.

En estas investigaciones, el procedimiento moderno consiste en el empleo de *cohetes voladores*. La altura máxima alcanzada por éstos, hasta 1951, es de 171,2 km. Siendo la velocidad inicial

de la ascensión 1 600 m/sec, para que los aparatos acoplados al cohete se acomoden a las condiciones del ambiente atravesado en el tiempo más breve tienen que ser de mucha sensibilidad. Por esta razón, para la medición de la temperatura sólo se puede usar un termómetro de resistencia eléctrica, y para la medición de la presión atmosférica, un tubo de Bourdon, de forma de anillo casi cerrado, de reacción rápida. Las indicaciones de estos dos aparatos son irradiadas por medio de ondas radioeléctricas de distintas frecuencias, y captadas y registradas en la superficie de la Tierra. Los datos así obtenidos, no obstante carecer todavía de gran exactitud, representan una información directa sobre el estado de las altas capas atmosféricas, por lo cual su valor es sumamente grande.

Es digno de hacer notar, también, que esta información confirma las deducciones efectuadas a base de los métodos indirectos antes mencionados, como asimismo las conclusiones de estudios teóricos realizados hace tres decenios.